مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال سی و دوم، شمارۀ چهارم، زمستان ۱۴۰۳، از صفحۀ ۷۷۳ تا ۷۹۴

دما-فشارسنجی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم (شمال غرب سربیشه، شرق ایران)

سید سعید محمدی[*۱و۲]، سون لین چانگ[۳و۴]، مریم عرب دوحصاران[۱]، ملیحه نخعی[۵]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۲ -گروه پژوهشی علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۳- انستیتو علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان
۴- گروه علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان
۵- گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی معدن، عمران، شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۲/۲۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۴/۶)

چکیده: پیرامون روستای بیژائم، در ۲۵کیلومتری شمال غرب سربیشه، سنگ‌های آتشفشانی وابسته به ترشیری با ترکیب آندزیت، تراکی‌داسیت و داسیت همراه سنگ‌های آذرآواری شامل توف و برش رخنمون دارند. کانی‌های تشکیل دهنده آندزیت شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و در داسیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند. بر اساس نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی، گستره ترکیبی پلاژیوکلازها در آندزیت بینAb_{31}، An_{69} تا Ab_{49}، An_{51} متغیر است و از نوع لابرادوریت هستند. کلینوپیروکسن‌ها ترکیب اوژیت مایل به دیوپسید و ارتوپیروکسن‌ها ترکیب انستاتیت دارند. دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌های مورد بررسی، به ترتیب حدود ۱۲۰۰ و ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار زمان تبلور آن‌ها، به ترتیب ۲ تا ۵ کیلوبار و کمتر از ۲ کیلوبار تعیین گردید. این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا هستند و غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE)، ناهنجاری منفی Nb، Ti، P، Sr و ناهنجاری منفی ضعیف Eu نشان می‌دهند که از ویژگی‌های گدازه‌های آهکی قلیایی وابسته به فرورانش است. با بهره‌گیری از نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی بر اساس عناصر کمیاب، مشخص گردید که سنگ‌های بررسی شده، وابسته به حاشیه قاره‌ای فعال هستند. بر پایه نسبت Dy/Yb برای سنگ‌های آندزیتی منطقه بیژائم (۱/۱-۶۲/۹۱)، خاستگاه گوشته‌ای آن‌ها، در قلمرو بین اسپینل و گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی حدود ۷ تا ۱۰ درصد قرار دارد.

واژه‌های کلیدی: *آندزیت؛ دما-فشارسنجی؛ اسپینل‌لرزولیت؛ بیژائم؛* حاشیه *فعال قاره‌ای؛ لوت.*

مقدمه

منطقه مورد بررسی در ۲۵ کیلومتری شمال غرب سربیشه در استان خراسان جنوبی بین طول‌های جغرافیایی ´۴۲ °۵۹ تا ´۴۸°۵۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۴۵ °۳۲ تا ´۴۹ °۳۲ شمالی در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰سربیشه [۱] قرار دارد. راه دسترسی به منطقه مورد بررسی از جاده آسفالته بیرجند-مهدی آباد-اسفزار-بشگز-بیژائم و یا بیرجند-مود-حسین آباد گواهی- بشگز- بیژائم است. از دیدگاه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، این منطقه در بخش شمال شرقی قطعه لوت و در مجاورت زمین درز سیستان [۲] قرار می‌گیرد. فعالیت ماگمایی در قطعه لوت از ژوراسیک میانی (۱۶۲-۱۶۵ میلیون سال پیش) با نفوذ توده‌های سرخ‌کوه و شاه‌کوه شروع

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۶۳۱۰۲۶۶۸۸، پست الکترونیکی: ssmohammadi@birjand.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

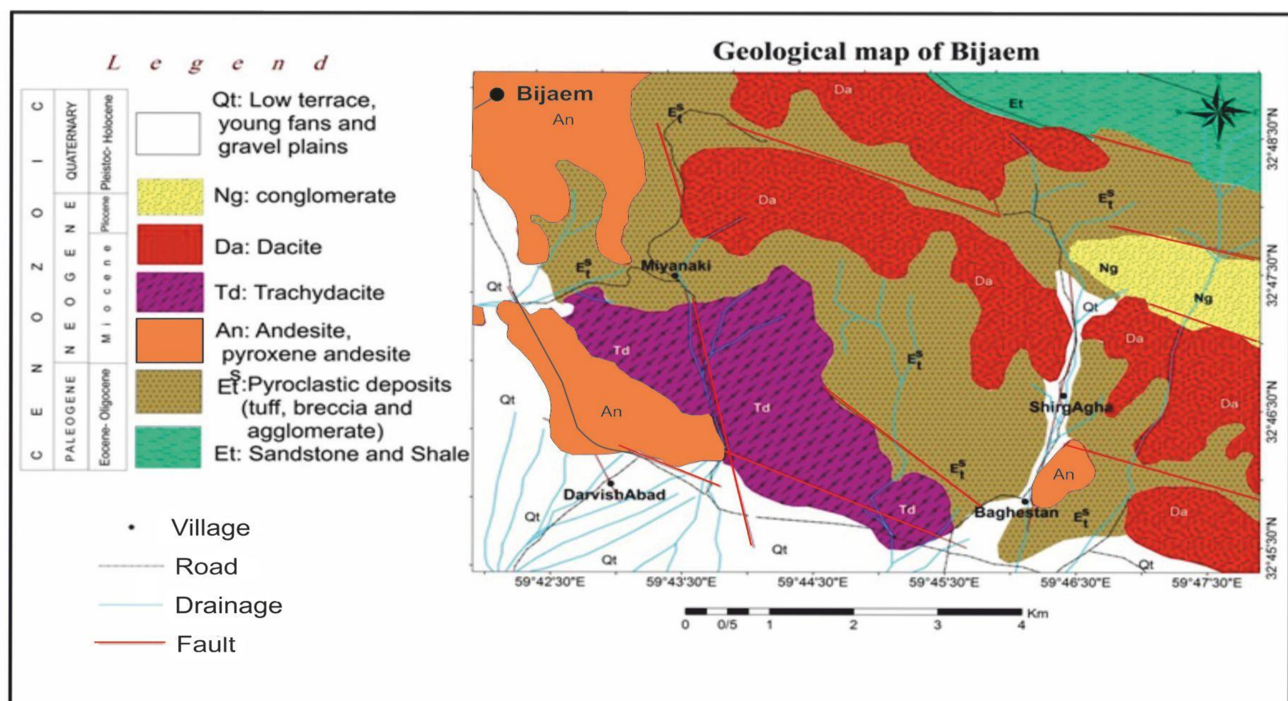
شده و در ترشیری به ویژه در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است [۳]. این قطعه شامل پی‌سنگ ژوراسیک پیشین، سنگ‌های رسوبی ژوراسیک و چند نسل سنگ‌های نفوذی-آتشفشانی مزوزوئیک و سنوزوئیک است [۲،۴، ۵]. بخش عمده رخنمون‌های سنگی قطعه لوت را سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی تشکیل می‌دهند [۵]. پهنه جوش خورده سیستان بقایایی از یک سنگ‌کره اقیانوسی هستند که بین قطعه افغان و پهنه لوت وجود داشته است. این باریکه اقیانوسی به عنوان یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس مطرح بوده که در ۸۶ میلیون سال پیش در اثر نظام زمین‌ساختی فشارشی شروع به بسته شدن نموده است و از ۵۶ میلیون سال پیش این نظام زمین‌ساختی فشارشی به نظام کششی تغییر یافته که سرانجام منجر به فعالیت آتشفشانی عظیم در شرق ایران شده است [۲]. سن فعالیت ماگمایی شرق ایران که بیشتر به صورت گدازه و سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند، ائوسن تا الیگوسن تعیین شده است [۶]. در شرق بیرجند، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی وابسته به ترشیری با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت به همراه سنگ‌های آذرآواری شامل توف، برش و آگلومرا رخنمون دارند. تاکنون، پژوهش‌هایی پیرامون فعالیت ماگمایی ترشیری مناطق شمال و شمال غرب سربیشه انجام شده‌اند [۷-۱۰]. بر اساس نتایج پژوهش‌های انجام شده، گدازه‌های حدفاصل بیرجند-سربیشه دارای ماهیت آهکی قلیایی هستند و از نظر جایگاه زمین-ساختی وابسته به محیط فرورانش و حاشیه فعال قاره معرفی شده‌اند. دما-فشارسنجی آذرین می‌تواند برای اثبات حقایق مهمی درباره چگونگی انتقال ماگما استفاده شود، زیرا مدل‌های انتقال، اطلاعات جامعی درمورد عمق تشکیل اتاق ماگمایی ارائه می‌نماید. دو کانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اغلب برای دما-فشارسنجی استفاده می‌شوند، بطوری که روش‌های محاسبه دما و فشار بر پایه این کانی‌ها، به مرور گسترش یافته و با موفقیت برای بررسی اتاق ماگمایی در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف، بکار رفته‌اند [۱۱-۱۶]. پیروکسن از کانی‌های سنگ‌ساز است که ترکیب شیمیایی آن در سنگ‌های آتشفشانی، ماهیت گدازه میزبان را نشان داده و با بررسی شیمی این کانی، می‌توان سری ماگمایی، محیط زمین‌ساختی و خاستگاه توده آذرین را تعیین نمود. افزون بر این، با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، می‌توان دما و فشار تشکیل سنگ را بررسی کرد [۱۷-۲۰]. در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها برای شناسایی شرایط دما و فشار تبلور گدازه‌های آندزیتی و همچنین از ترکیب شیمیایی سنگ کل برای بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم استفاده شد. نتایج این پژوهش می‌تواند برای شناسایی فعالیت‌های ماگمایی قطعه لوت مفید باشد.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، پس از پیمایش‌های صحرایی و نمونه-برداری، تعداد ۷۵ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده تهیه و بررسی سنگ‌نگاری شدند. به منظور بررسی شیمی کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در گدازه‌های آندزیتی، مقاطع نازک صیقلی تهیه و پس از انجام مراحل آماده‌سازی، در انستیتو علوم زمین آکادمیا سینیکا در شهر تایپه کشور تایوان تجزیه شدند. شناسایی فازهای کانی‌ها با طیف‌سنج پراکندگی انرژی پرتوی x (edx) مدلOxford INCA-350) مجهز به میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) در شرایط پرتو ۱۵کیلوولت و ۰/۲ نانوآمپر انجام شد. تجزیه ریزپردازشی الکترونی کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن با دستگاه مدل-JEOL EPMA JXA 8900R مجهز به چهار طیف‌سنج با طول موج انتشاری، با شتاب دهنده‌ای با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان پرتوی ۱۲ نانوآمپر انجام شد. پس از آن، نمودارهای لازم با نرم افزارهای Minpet و Corel Draw رسم گردید. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۱۴ نمونه با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی انتخاب و در آزمایشگاه Acme کانادا به روش طیف-سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) برای عناصر اصلی و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای عناصر کمیاب و خاکی نادر تجزیه شدند. داده‌های تجزیه‌ها به منظور بررسی‌های زمین شیمیایی و تعیین جایگاه زمین‌ساختی واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی با نرم افزار GCDKit پردازش شدند.

زمین‌شناسی منطقه

بیشترین حجم سنگ‌های منطقه را سنگ‌های آتشفشانی حدواسط و اسیدی مربوط به ائوسن- الیگوسن تا پلیوسن تشکیل می‌دهند (شکل ۱). گدازه‌های حدواسط شامل پیروکسن آندزیت تا آندزیت دارای گسترش قابل توجهی در منطقه هستند. این سنگ‌ها در نمونه دستی اغلب به رنگ خاکستری هستند (شکل ۲ الف) اما گاهی بدلیل رخداد هوازدگی و دگرسانی، به رنگ‌های قرمز و صورتی نیز دیده می-شوند (شکل ۲ ب) و دارای بافت پورفیری و گاهی حفره‌ای هستند. در برخی نقاط، ساخت منشوری در این واحد دیده می‌شود. تفکیک بخش‌های آندزیتی و پیروکسن آندزیت در صحرا به سادگی ممکن نیست، اما بر اساس بررسی‌های سنگ-نگاری، مشخص گردید که بیشترین گسترش آندزیت در بخش-های جنوب غربی منطقه است. گدازه‌های اسیدی شامل داسیت و تراکی داسیت هستند که به صورت گنبدهای به نسبت مرتفع با گسترش بسیار برونزد دارند (شکل ۱). این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای رنگ روشن (شکل ۲ پ) و گاهی صورتی (شکل ۲ ت) هستند. نهشته‌های آذرآواری همراه گدازه‌ها شامل توف‌های اسیدی و حدواسط، برش (شکل ۲ ث) و آگلومرا هستند. توف‌ها نسبت به بقیه آذرآواری‌ها گسترش بیشتری دارند و بر اثر دگرسانی به کانی‌های رسی از جمله بنتونیت تبدیل شده‌اند (شکل ۲ ج). در بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی، و پیرامون آن از جمله در مسیر جاده حسین آباد گواهی-اسفزار، اسفزار-بیژائم و شمال شیرگ آقا، می‌توان توف‌های بنتونیتی شده را به رنگ‌های سفید و سبز مایل به زرد دید. منطقه مورد بررسی از دیدگاه ساختاری در معرض عملکرد پهنه گسلی سربیشه و سرشاخه‌های آن قرار دارد. گسل شوشک از سرشاخه‌های پهنه گسلی سربیشه بوده که در بخش شرقی منطقه مورد بررسی دارای روند شمالی-جنوبی و سازوکار راستالغز راستگرد است. افزون بر این، گسل دسته قیچ از دیگر سرشاخه‌های پهنه گسلی سربیشه است که با روند کلی شمال غربی-جنوب شرقی، بر منطقه مورد بررسی اثر داشته است. وجود گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان، باعث تسریع فرآیندهای هوازدگی و دگرسانی سنگ‌های منطقه مورد بررسی از جمله تبدیل توف‌ها به بنتونیت شده است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه بیژائم بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰سربیشه، برگرفته از مرجع [۱]، با اصلاحات.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]



شکل۲ تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی منطقه بیژائم؛ الف و ب) نمایی از توده های آندزیتی با رنگ‌های خاکستری و صورتی(دید به شمال)، ب و پ) نمایی از توده‌های داسیتی(دید به شمال غرب)، ث) برش آتشفشانی و ج) توف‌های بنتونیتی‌شده (به رنگ سفید) در زیر گدازه‌ها (دید به شمال شرق).

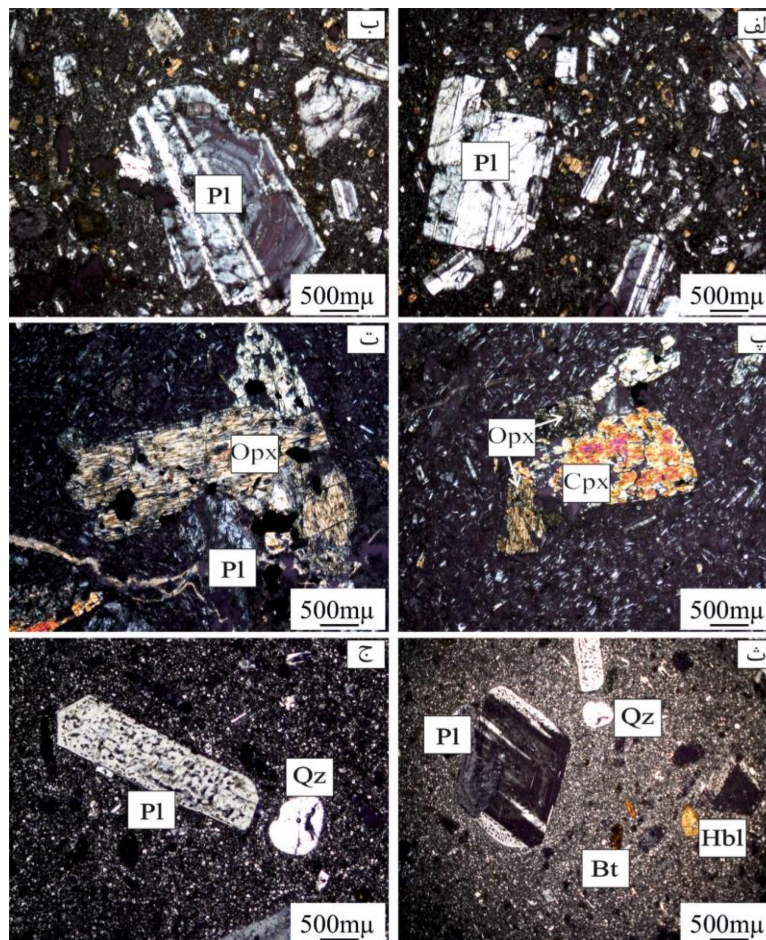
سنگ‌نگاری

واحدهای گدازه‌ای منطقه بیژائم شامل آندزیت (پیروکسن آندزیت-آندزیت) و داسیت هستند. بافت آندزیت‌ها پورفیری با زمینه ریزسنگی (شکل‌های ۳ الف تا ت) و گاهی گلومروپورفیری می‌باشد. کانی‌های سازنده آندزیت‌ها شامل پلاژیوکلاز (شکل ۲ الف و ب)، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن (شکل ۳ پ و ت) و به مقدار کمتر بیوتیت و آمفیبول (هورنبلند) هستند که به صورت درشت بلور و همچنین بلورهای ریز در زمینه سنگ حضور دارند. درشت بلورها حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به مقدار ۱۵ تا ۲۵ درصد، دارای منطقه‌بندی (شکل ۳ ب)، بافت غربالی و در برخی نمونه‌ها لبه واجذبی هستند که از نشانه‌های عدم‌تعادل است. کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم درشت بلورها را شامل می‌شوند. بیوتیت و هورنبلند (گاهی اکسید شده)، کمتر از ۱۰درصد حجم درشت بلورها را تشکیل داده‌اند. سریسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت و کلریت، کانی‌های ثانویه و کانی کدر و آپاتیت از جمله سازاهای فرعی آندزیت‌ها هستند. داسیت در ظاهر تفاوت چندانی با گدازه‌های آندزیتی ندارد. بافت اصلی آن پورفیری با زمینه ریزدانه (شکل ۳ ث) و

فراوانترین کانی آن پلاژیوکلاز است. حضور درشت بلورهای کوارتز (شکل ۳ ج) موجب تمایز داسیت از آندزیت شده است. کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول به عنوان کانی‌های اصلی حضور دارند. درشت بلورها حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (شکل ۳ ث) و گاهی بافت غربالی (شکل ۳ ج)، حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم درشت بلورها را تشکیل داده‌اند و باتوجه به زاویه خاموشی، از نوع آلبیت تا الیگوکلاز هستند. کوارتز حدود ۵ درصدحجم درشت بلورها را شامل می‌شود و دارای لبه گرد شده و خلیجی (شکل ۲ ج) است. آمفیبول و بیوتیت در مجموع حدود ۵ تا ۱۰ درصد حجم درشت بلورها را شامل می‌شوند. زمینه ریزدانه سنگ متشکل از کوارتز و فلدسپار، حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد حجم سنگ را اشغال نموده است. وجود بلورهای ریز فلدسپار قلیایی در زمینه برخی نمونه‌ها سبب تمایل ترکیب آن‌ها به تراکی داسیت شده است.

شیمی کانی‌ها

پلاژیوکلاز بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، پلاژیوکلاز فراوان-ترین کانی تشکیل دهنده آندزیت‌های منطقه بیژائم است. نتایج تجزیه ریزپردازشی انجام شده برای ۱۱ نقطه از کانی پلاژیوکلاز، به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۱ آورده شده است. گستره ترکیبی کانی پلاژیوکلاز بین Ab_{31}، An_{69} تا Ab_{49}، An_{51} تغییر می‌کند و از نوع لابرادوریت هستند (شکل ۴).

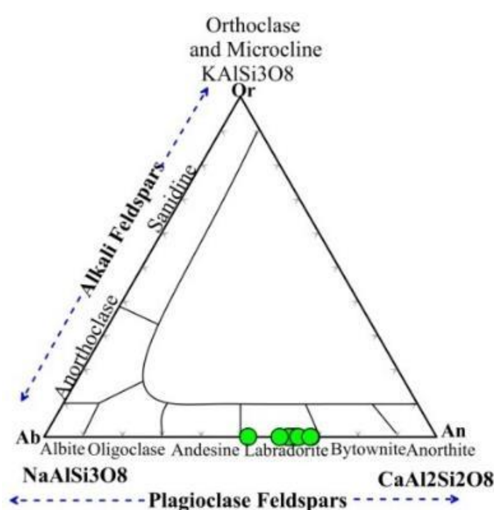


شکل۳ ویژگی‌های میکروسکوپی گدازه‌های آندزیتی و داسیتی منطقه بیژائم: بافت پورفیری با زمینه ریزسنگی در آندزیت (الف تا ت)، حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز (الف و ب) گاهی دارای منطقه‌بندی (ب) در آندزیت، حضور کلینوپیروکسن (پ) و ارتوپیروکسن (ت) در آندزیت؛ بافت پورفیری با زمینه ریزدانه در داسیت (ث) و درشت بلور پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و کوارتز با لبه گرد شده و خلیجی در داسیت (ج). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۱] هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

جدول۱ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازها در گدازه‌های آندزیتی بیژائم به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اتم اکسیژن.

نمونه	A1-32	A1-44	A1-64	A1-65	A1-66	A1-67	A1-68	A1-69	A1-70	A1-71	A1-72
SiO2	۵۱/۷۲	۵۴/۹۳	۵۲/۵۰	۵۲/۸۶	۵۲/۶۰	۵۲/۱۱	۵۲/۴۵	۵۲/۸۳	۵۱/۶۲	۵۱/۳۰	۵۱/۰۵
TiO2	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۶
Al2O3	۳۰/۰۰	۲۷/۰۷	۲۹/۵۲	۲۹/۱۵	۲۹/۱۴	۲۹/۴۷	۲۹/۴۳	۲۸/۸۷	۲۹/۶۰	۳۰/۰۰	۳۰/۰۱
Cr2O3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۰/۵۶	۱/۱۱	۰/۵۰	۰/۶۲	۰/۶۱	۰/۶۴	۰/۵۹	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۷۰	۱/۰۰
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۳۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۱۰
CaO	۱۲/۹۱	۱۰/۰۸	۱۲/۶۸	۱۱/۷۳	۱۲/۳۲	۱۲/۶۰	۱۲/۳۵	۱۱/۹۶	۱۳/۱۷	۱۳/۷۱	۱۳/۵۴
Na2O	۴/۱۷	۵/۱۵	۴/۱۳	۴/۳۲	۴/۱۵	۳/۸۸	۴/۱۴	۴/۴۰	۳/۹۵	۳/۵۶	۳/۵۴
K2O	۰/۲۵	۰/۵۰	۰/۲۶	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۳۰	۰/۲۸
مجموع	۹۹/۷۱	۹۹/۰۲	۹۹/۶۸	۹۹/۰۹	۹۹/۳۰	۹۹/۳۶	۹۹/۴۴	۹۹/۰۰	۹۹/۱۴	۹۹/۶۹	۹۹/۵۷
فرمول	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)
Si	۲/۳۶	۲/۵۱	۲/۳۹	۲/۴۲	۲/۴۱	۲/۳۸	۲/۴۰	۲/۴۲	۲/۳۷	۲/۳۵	۲/۳۴
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۱/۶۱	۱/۴۶	۱/۵۹	۱/۵۷	۱/۵۷	۱/۵۹	۱/۵۸	۱/۵۶	۱/۶۰	۱/۶۲	۱/۶۲
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe++	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Ca	۰/۶۳	۰/۴۹	۰/۶۲	۰/۵۸	۰/۶۰	۰/۶۲	۰/۶۰	۰/۵۹	۰/۶۵	۰/۶۷	۰/۶۷
Na	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۳۲
K	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
مجموع	۵/۰۲	۵/۰۰	۵/۰۰	۴/۹۹	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۱	۵/۰۱	۵/۰۱
Na/(Na+K+Ca)	۰/۳۶	۰/۴۷	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۳۲
K/(Na+K+Ca)	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
Ca/(Na+K+Ca)	۰/۶۲	۰/۵۰	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۵۹	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۶۷



شکل ۴ ترکیب پلاژیوکلازهای بررسی‌شده در آندزیت بیژائم در نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها [۲۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

شیمی پیروکسن ترکیب شیمیایی پیروکسن در ارتباط با نوع ماگمای در برگیرنده آن‌هاست و بررسی شیمی این کانی اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با خاستگاه ماگمای سازنده گدازه‌های میزبان در اختیار قرار می‌دهد [۱۴، ۲۳-۲۷]. پیروکسن‌ها بر اساس نمودار Q-J به چهار گروه پیروکسن‌های سدیمی، پیروکسن‌های سدیمی- کلسیمی، پیروکسن‌های کلسیم - منیزیم- آهن‌دار (Quad)وسایر پیروکسن‌ها تقسیم می‌شوند [۲۸]. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی نقاط برگزیده از کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌های مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها به ترتیب در جدول‌های ۲ و ۳ و تصویر میکروسکپ الکترونی بلورهای نام برده در شکل ۵ آورده شده است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد بررسی بر پایه نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها، در گستره پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم- آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶ الف و ب). برای نامگذاری پیروکسن‌ها، از نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۲۸] استفاده شد. در این نمودار، کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن-های مورد بررسی به ترتیب دارای ترکیب اوژیت غنی از منیزیم مایل به دیوپسید آهن دار و انستاتیت هستند (شکل‌های ۶ پ و ت).

جدول۲ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی نقاط برگزیده از کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

نمونه	A1-17	A1-27	A1-28	A1-30	A1-31	A1-34	A1-35	A1-39	A1-40	A1-47-C
SiO_2	۵۱٫۹۷	۴۹٫۸۵	۵۰٫۱۶	۵۱٫۲۶	۴۹٫۴۷	۵۲٫۴۷	۵۲٫۰۶	۵۱٫۹۶	۵۱٫۴۵	۵۱٫۳۶
TiO_2	۰٫۲۹	۰٫۹۰	۰٫۹۱	۰٫۷۵	۰٫۹۸	۰٫۳۵	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۶۳
Al_2O_3	۰٫۹۸	۴٫۵۳	۴٫۶۸	۳٫۷۱	۴٫۱۲	۱٫۴۸	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۳٫۷۲
Cr_2O_3	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۵
FeO	۹٫۸۲	۷٫۳۹	۷٫۰۱	۷٫۱۵	۷٫۵۳	۷٫۹۴	۱۰٫۰۹	۱۱٫۳۲	۱۱٫۰۴	۵٫۲۱
MnO	۰٫۲۹	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۲۶	۰٫۱۱	۰٫۲۲	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۱۲
MgO	۱۴٫۳۲	۱۶٫۶۸	۱۶٫۰۲	۱۷٫۲۳	۱۶٫۱۲	۱۸٫۷۷	۱۴٫۱۲	۱۳٫۶۰	۱۳٫۹۰	۱۶٫۵۷
CaO	۲۱٫۶۸	۱۹٫۱۷	۲۰٫۴۹	۱۹٫۱۱	۲۰٫۸۱	۱۷٫۸۸	۲۱٫۸۲	۲۱٫۳۳	۲۱٫۴۷	۲۱٫۴۰
Na_2O	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۲۶	۰٫۳۰	۰٫۱۷	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۳
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۹٫۷۴	۹۹٫۱۱	۹۹٫۷۹	۹۹٫۸۱	۹۹٫۴۶	۹۹٫۳۰	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۷	۹۹٫۴۹	۹۹٫۶۰
فرمول	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)
Si	۱٫۹۵	۱٫۸۵	۱٫۸۶	۱٫۸۹	۱٫۸۵	۱٫۹۴	۱٫۹۶	۱٫۹۶	۱٫۹۵	۱٫۸۹
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲
Al	۰٫۰۴	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۱۶
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۱۶
Mn	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۴
Mg	۰٫۸۰	۰٫۹۲	۰٫۸۸	۰٫۹۵	۰٫۹۰	۱٫۰۳	۰٫۷۹	۰٫۷۷	۰٫۸۰	۰٫۹۱
Ca	۰٫۸۷	۰٫۷۶	۰٫۸۱	۰٫۷۵	۰٫۸۳	۰٫۷۱	۰٫۸۸	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۰٫۸۴
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۳	۴٫۰۳	۴٫۰۳	۴٫۰۲	۴٫۰۵	۴٫۰۲	۴٫۰۳	۴٫۰۳	۴٫۰۴	۴٫۰۲
$Mg/(Mg+Fe^2)$	۰٫۷۲	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۸۱	۰٫۷۹	۰٫۸۱	۰٫۷۱	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۸۵
En	۰٫۴۰	۰٫۴۸	۰٫۴۶	۰٫۴۹	۰٫۴۵	۰٫۵۲	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۴۸
Fs	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۰۸
Wo	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۴۲	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۳۶	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۴
Jd	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Ac	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Aug	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸۸	۰٫۹۸	۰٫۹۹	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۸
X_{PT}	۳۹٫۸۴	۳۶٫۳۹	۳۶٫۷۰	۳۷٫۴۱	۳۷٫۰۰	۳۹٫۰۴	۳۹٫۹۹	۴۰٫۰۱	۳۹٫۸۴	۳۷٫۵۲
Y_{PT}	-۲۷٫۱۶	-۲۸٫۷۸	-۲۸٫۹۵	-۲۹٫۴۴	-۲۸٫۴۱	-۲۹٫۷۳	-۲۷٫۰۳	-۲۶٫۲۴	-۲۶٫۳۵	-۳۰٫۲۵
F1	-۰٫۸۲	-۰٫۷۸	-۰٫۸۱	-۰٫۷۸	-۰٫۸۱	-۰٫۷۴	-۰٫۸۲	-۰٫۸۲	-۰٫۸۱	-۰٫۸۱
F2	-۲٫۴۲	-۲٫۴۴	-۲٫۴۴	-۲٫۴۹	-۲٫۴۰	-۲٫۴۸	-۲٫۴۱	-۲٫۴۱	-۲٫۳۸	-۲٫۴۴

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

ادامه جدول ۲

نمونه	A1-49-C	A1-50	A1-51	A1-52	A1-53	A1-54	A1-55	A1-56	A1-57	A1-58
SiO_2	۴۹٫۶۴	۴۸٫۹۷	۴۹٫۸۸	۴۹٫۶۸	۴۹٫۹۵	۴۹٫۴۴	۵۱٫۹۱	۵۱٫۷۰	۵۱٫۵۷	۵۴٫۴۱
TiO_2	۱٫۴۲	۱٫۵۰	۱٫۲۲	۱٫۲۹	۱٫۵۱	۱٫۴۰	۰٫۵۶	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۶۲
Al_2O_3	۴٫۵۲	۴٫۶۲	۴٫۶۰	۴٫۶۶	۴٫۵۴	۴٫۰۴	۱٫۷۳	۱٫۷۲	۱٫۷۶	۵٫۲۹
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۲۴
FeO	۷٫۶۶	۶٫۸۵	۶٫۸۸	۷٫۳۲	۶٫۵۲	۷٫۶۹	۸٫۵۵	۸٫۳۰	۸٫۵۷	۸٫۵۷
MnO	۰٫۲۰	۰٫۱۲	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۱۷	۰٫۱۶
MgO	۱۵٫۶۰	۱۶٫۱۶	۱۵٫۸۲	۱۵٫۵۷	۱۵٫۸۰	۱۵٫۵۵	۱۵٫۷۲	۱۵٫۷۳	۱۵٫۴۱	۱۲٫۳۷
CaO	۲۰٫۳۴	۲۰٫۶۰	۲۰٫۵۷	۲۰٫۳۸	۲۰٫۵۹	۲۰٫۵۴	۲۰٫۹۰	۲۰٫۹۸	۲۱٫۲۰	۱۶٫۰۸
Na_2O	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۴۷	۰٫۳۸	۰٫۴۵	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۳۰	۱٫۰۳
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۹۴
مجموع	۹۹٫۸۲	۹۹٫۲۵	۹۹٫۷۲	۹۹٫۶۱	۹۹٫۵۱	۹۹٫۳۰	۹۹٫۹۶	۹۹٫۵۲	۹۹٫۵۶	۹۹٫۷۱
فرمول	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)
Si	۱٫۸۴	۱٫۸۳	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۸۵	۱٫۹۳	۱٫۹۳	۱٫۹۳	۱٫۹۹
Ti	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Al	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۲۳
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{2+}	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۲۴	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۶
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۸۶	۰٫۹۰	۰٫۸۷	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۸۶	۰٫۶۷
Ca	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۶۳
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۷
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴
مجموع	۴٫۰۳	۴٫۰۴	۴٫۰۳	۴٫۰۳	۴٫۰۲	۴٫۰۴	۴٫۰۳	۴٫۰۳	۴٫۰۳	۳٫۹۳
$Mg/(Mg+Fe^{2})$	۰٫۷۸	۰٫۸۱	۰٫۸۰	۰٫۷۹	۰٫۸۱	۰٫۷۸	۰٫۷۷	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۷۲
En	۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۴۳
Fs	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۷
Wo	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۴۰
Jd	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۷
Ac	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Aug	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۳
X_{PT}	۳۶٫۶۱	۳۶٫۲۹	۳۶٫۵۴	۳۶٫۴۲	۳۶٫۵۶	۳۶٫۷۹	۳۹٫۲۳	۳۹٫۱۰	۳۹٫۱۱	۳۵٫۵۰
Y_{PT}	-۲۷٫۹۸	-۲۸٫۳۴	-۲۸٫۶	-۲۸٫۲۲	-۲۸٫۵۶	-۲۷٫۷۷	-۲۸٫۲۳	-۲۸٫۲۶	-۲۸٫۰۳	-۲۷٫۸۴
F1	-۰٫۸۵	-۰٫۸۵	-۰٫۸۴	-۰٫۸۴	-۰٫۸۶	-۰٫۸۵	-۰٫۸۲	-۰٫۸۱	-۰٫۸۲	-۰٫۸۴
F2	-۲٫۴۷	-۲٫۴۳	-۲٫۴۶	-۲٫۴۵	-۲٫۴۸	-۲٫۴۴	-۲٫۴۵	-۲٫۴۴	-۲٫۴۲	-۲٫۶۶

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

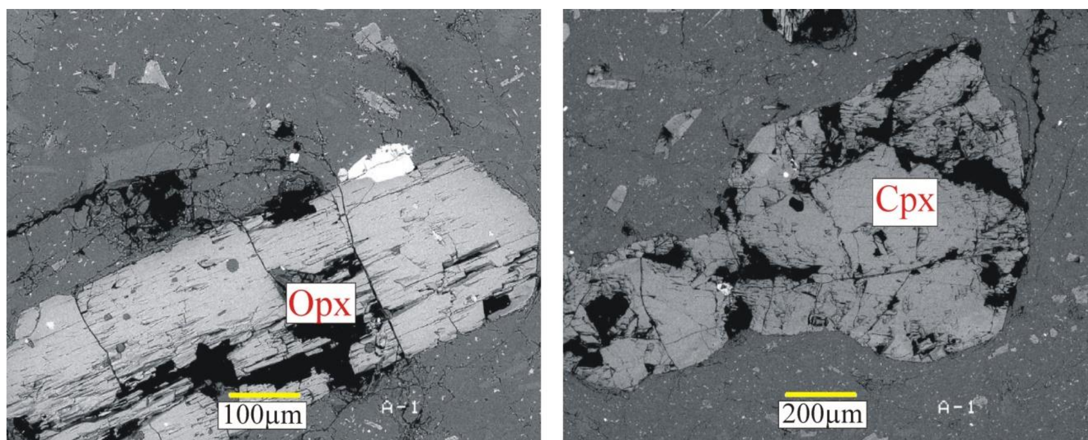
جدول۳ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی نقاط برگزیده از ارتوپیروکسن‌های مورد بررسی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

نمونه	A1-1-R	A1-2-C	A1-3	A1-4	A1-5	A1-6	A1-7	A1-8	A1-9	A1-10-R	A1-11-C	A1-12-R
SiO_2	۵۳/۴۱	۵۲/۷۹	۵۲/۸۱	۵۳/۰۸	۵۴/۱۶	۵۴/۰۶	۵۳/۰۳	۵۳/۱۲	۵۲/۷۳	۵۴/۰۹	۵۳/۶۳	۵۳/۲۶
TiO_2	۰/۱۵	۰/۲۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۴
Al_2O_3	۰/۵۲	۰/۸۰	۰/۹۶	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۷۸	۰/۴۱	۰/۹۸	۰/۵۰
Cr_2O_3	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۲۰/۶۱	۲۲/۷۰	۲۲/۲۷	۲۱/۱۸	۲۰/۰۵	۱۹/۲۱	۲۰/۹۸	۲۱/۶۶	۲۱/۷۳	۱۹/۰۴	۱۹/۶۶	۲۲/۱۴
MnO	۰/۴۱	۰/۴۸	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۴۶	۰/۵۶	۰/۵۳	۰/۵۷	۰/۴۱	۰/۵۱	۰/۴۶
MgO	۲۳/۰۰	۲۱/۹۳	۲۱/۵۶	۲۲/۷۰	۲۳/۱۴	۲۳/۹۱	۲۳/۰۸	۲۲/۷۲	۲۱/۸۶	۲۴/۹۵	۲۳/۱۲	۲۲/۳۶
CaO	۱/۲۷	۱/۱۲	۱/۲۱	۱/۱۷	۱/۲۳	۱/۲۶	۱/۰۸	۱/۱۵	۱/۱۸	۱/۰۷	۱/۲۶	۱/۰۶
Na_2O	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۲۱	۰/۰۱
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰
مجموع	۹۹/۴۲	۱۰۰/۱۴	۹۹/۵۴	۹۹/۳۹	۹۹/۸۳	۹۹/۶۷	۹۹/۴۵	۹۹/۹۴	۹۹/۱۴	۱۰۰/۱۱	۹۹/۶۲	۹۹/۹۲
فرمول	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)
Si	۱/۹۹	۱/۹۷	۱/۹۸	۱/۹۸	۲/۰۰	۱/۹۹	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸
Ti	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Al	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{3+}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{2+}	۰/۶۴	۰/۷۱	۰/۷۰	۰/۶۶	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۶۵	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۵۸	۰/۶۱	۰/۶۹
Mn	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱
Mg	۱/۲۸	۱/۲۲	۱/۲۰	۱/۲۶	۱/۲۷	۱/۳۱	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۲۲	۱/۳۶	۱/۲۷	۱/۲۴
Ca	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۴/۰۰	۴/۰۱	۴/۰۰	۴/۰۰	۳/۹۸	۳/۹۹	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۰	۴/۰۱	۴/۰۰۱	۴/۰۰۱
$Mg/(Mg+Fe^{2})$	۰/۶۷	۰/۶۳	۰/۶۳	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۷۰	۰/۶۸	۰/۶۴
En	۰/۶۵	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۳
Fs	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۳۵
Wo	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲
X_{PT}	۳۸/۴۰	۳۸/۳۳	۳۸/۰۵	۳۸/۲۹	۳۸/۵۶	۳۸/۴۸	۳۸/۲۶	۳۸/۴۹	۳۸/۰۰	۳۸/۷۱	۳۷/۹۲	۳۸/۵۸
Y_{PT}	-۲۵/۱۲	-۲۳/۶۶	-۲۳/۷۱	-۲۴/۶۲	-۲۵/۶۱	-۲۶/۲۵	-۲۴/۸۷	-۲۴/۴۷	-۲۳/۸۸	-۲۶/۸۴	-۲۵/۷۲	-۲۴/۲۰

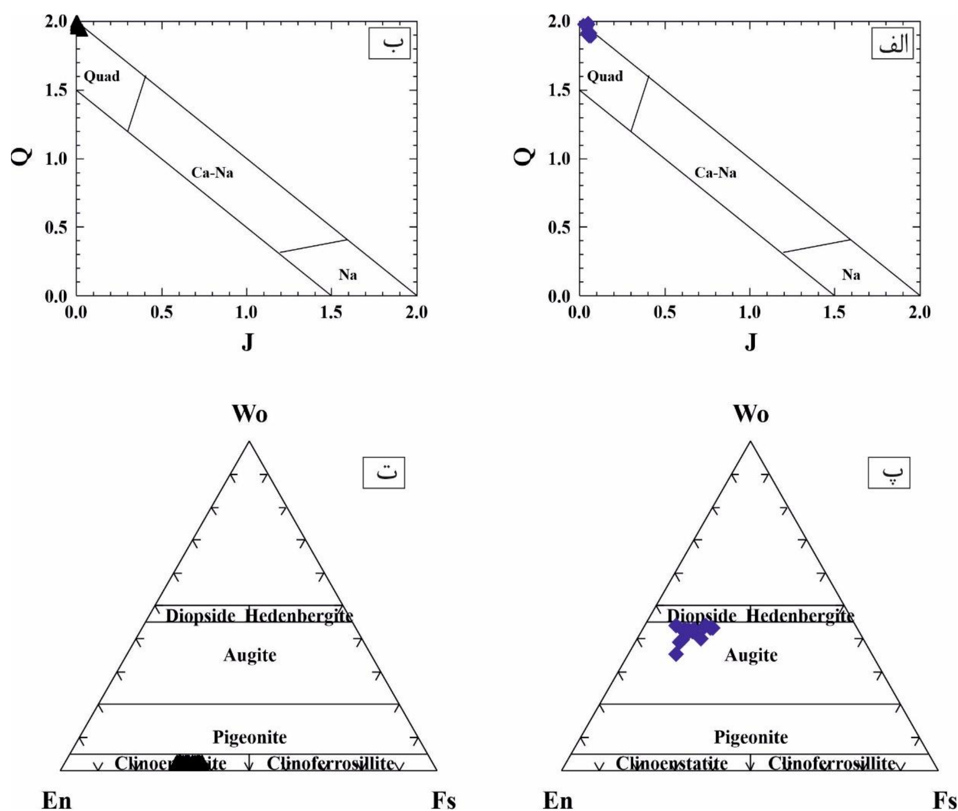
ادامه جدول۳

Sample	A1-13-C	A1-18	A1-19	A1-20	A1-21-R	A1-22-C	A1-23	A1-24	A1-25	A1-26
SiO_2	۵۲/۶۳	۵۲/۱۹	۵۲/۴۰	۵۲/۱۹	۵۱/۶۰	۵۲/۴۰	۵۲/۵۰	۵۲/۷۶	۵۲/۷۱	۵۱/۷۰
TiO_2	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۲۸	۰/۱۲
Al_2O_3	۰/۴۴	۰/۵۱	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۸۰	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۵۹	۰/۷۷	۰/۶۰
Cr_2O_3	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴
FeO	۲۱/۳۴	۲۱/۹۴	۲۱/۹۴	۲۲/۴۶	۱۹/۸۵	۱۹/۶۶	۱۹/۲۴	۲۰/۱۵	۱۸/۹۴	۲۰/۹۱
MnO	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۳۹	۰/۴۵
MgO	۲۳/۰۸	۲۲/۸۷	۲۲/۲۸	۲۲/۳۱	۲۵/۲۵	۲۴/۴۵	۲۴/۹۹	۲۴/۵۱	۲۴/۶۳	۲۳/۸۸
CaO	۱/۲۴	۱/۰۶	۱/۱۶	۱/۱۴	۱/۳۸	۱/۲۸	۱/۲۱	۱/۲۰	۱/۳۱	۱/۳۰
Na_2O	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۹۹/۴۹	۹۹/۲۸	۹۹/۰۶	۹۹/۳۳	۹۹/۶۷	۹۹/۰۵	۹۹/۳۷	۹۹/۸۶	۹۹/۰۸	۹۹/۰۴
فرمول	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)	۶(O)
Si	۱/۹۷	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۷	۱/۹۲	۱/۹۶	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۴
Ti	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Al	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{3+}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{2+}	۰/۶۷	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۶۲	۰/۶۱	۰/۶۰	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۶۶
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۱/۲۹	۱/۲۸	۱/۲۵	۱/۲۵	۱/۴۰	۱/۳۶	۱/۳۸	۱/۳۵	۱/۳۶	۱/۳۴
Ca	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۴/۰۲	۴/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۲	۴/۰۵	۴/۰۳	۴/۰۳	۴/۰۳	۴/۰۲	۴/۰۴
$Mg/(Mg+Fe^{2}$	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۶۸	۰/۷۰	۰/۶۷
En	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۶۵
Fs	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۳۲
Wo	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳
X_{PT}	۳۸/۳۲	۳۸/۱۸	۳۸/۱۱	۳۸/۲۲	۳۷/۹۷	۳۸/۰۲	۳۸/۰۵	۳۸/۳۵	۳۷/۹۴	۳۷/۹۷
Y_{PT}	-۲۴/۶	-۲۴/۱۰	-۲۳/۹۱	-۲۳/۶۶	-۲۵/۸۸	-۲۵/۸۳	-۲۶/۲۵	-۲۵/۸۰	-۲۶/۲۷	-۲۴/۸۹

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]



شکل۵ تصاویر میکروسکپ الکترونی از بلورهای کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تجزیه شده درآندزیت.



شکل۶ الف و ب) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌های بررسی شده در نمودار Q-J [۲۸]؛ پ و ت) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها وارتوپیروکسن‌ها در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها [۲۸].

دما-فشارسنجی

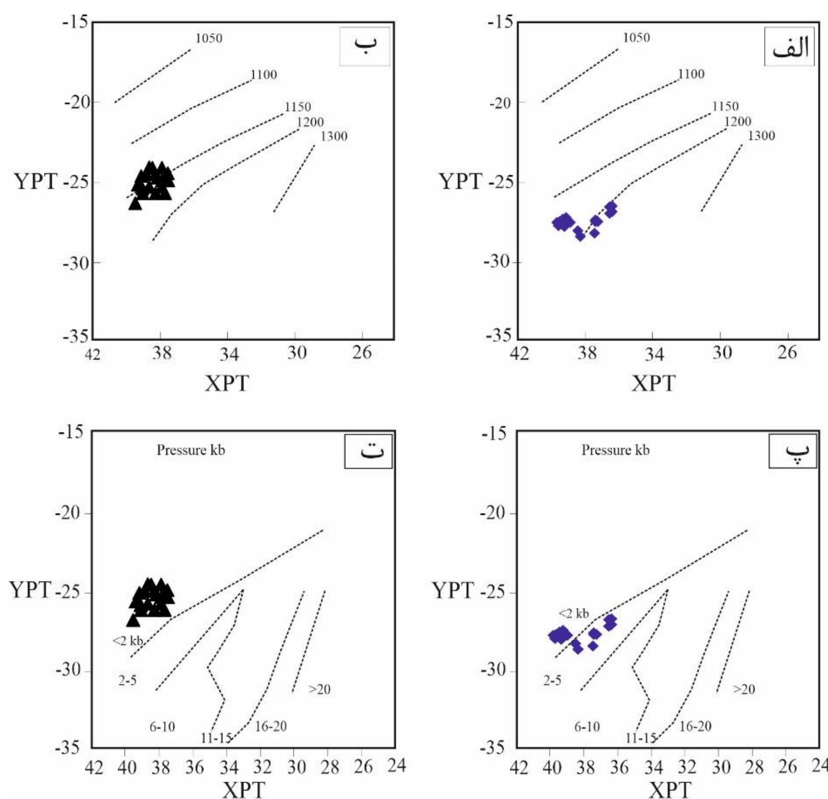
برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها روش‌های مختلفی پیشنهاد شده است. در یکی از روش‌ها، دما بر اساس محاسبه دو شاخص XPT و YPT با کمک داده‌های تجزیه نقطه‌ای برآورد می‌شود [۲۵]. بر این اساس، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌های مورد بررسی، به ترتیب حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ و ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد تعیین گردید (شکل‌های ۷ الف و ب). دماسنجی با نرم‌افزار دما-فشارسنجی تک کلینوپیروکسن با نام SCG [۲۹]، بر اساس دماسنج‌های مراجع [۲۷، ۳۰] دمای حدود ۱۱۵۰درجه سانتیگراد را برای تبلور کلینوپیروکسن نشان داد که با دمای محاسبه شده پیشین همخوانی دارد. به منظور تعیین فشار در زمان تشکیل

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

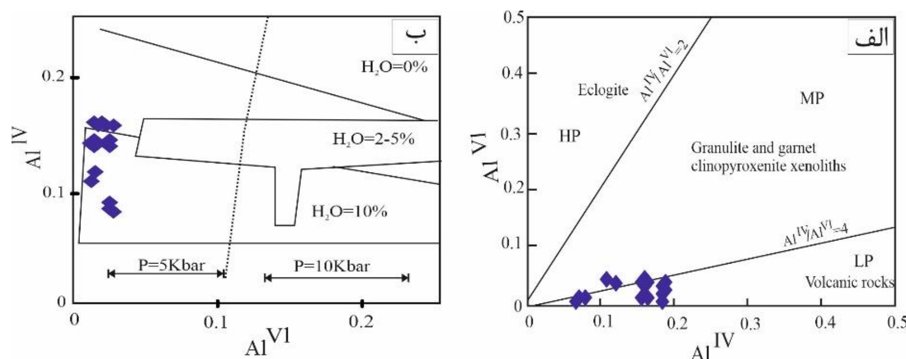
سنگ‌های آندزیتی منطقه بیژائم، از روش مرجع [۲۵] استفاده گردید. در این روش، فشار با استفاده از دو شاخص XPT و YPT برآورد می‌شود. فشار در زمان تبلورکلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در نمونه‌های بررسی شده به ترتیب ۲ تا ۵ کیلوبار و کمتر از ۲ کیلوبار تعیین گردید (شکل‌های ۷ پ و ت).

تعیین فشار و درصد تقریبی آب ماگما بر پایه شیمی کلینوپیروکسن

مقدار Al^{VI} درکلینوپیروکسن‌ها به فشار وابسته است، بطوری که مقادیر کم Al^{VI} بیانگر فشارهای پایین تبلور است [۳۱]. بر اساس نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۳۱]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار پایین قرار دارند (شکل ۸ الف). توزیع آلومینیم در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن، روشی مناسب برای برآورد درصد تقریبی آب ماگماست [۳۲]. بر پایه نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۳۲]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار پایین (کمتر از ۵ کیلوبار) و مقدار آب ماگمایی بین ۲ تا ۵ درصد جای می‌گیرند (شکل ۸ ب).



شکل۷ تعیین دمای تبلورپیروکسن‌ها کلینوپیروکسن (الف) و ارتوپیروکسن (ب) و فشار تبلور کلینوپیروکسن (پ) و ارتوپیروکسن (ت)، با استفاده از نمودار YPT نسبت به XPT [۲۵].



شکل۸ موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودارهای توزیع مقدار آلومینیم در موقعیت‌های چاروجهی و هشت‌وجهی؛ الف) برای برآورد فشار [۳۱] و ب) تعیین درصد آب ماگما [۳۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

زمین شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه بیژائم در جدول ۴ آورده شده است. مقدار سیلیس درسنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم در گستره ۵۹٫۸۰ تا ۶۷٫۰۰ درصد وزنی متغیر است. مقدار مواد فرار (LOI) در بیشتر سنگ‌های گدازه‌ای بیژائم کمتر از ۲ درصد است که بیانگر رخداد دگرسانی با شدت پایین در آن‌هاست. برای تأیید رخ ندادن دگرسانی قابل توجه در نمونه‌ها از نمودار Na_2O+K_2O نسبت به Na_2O/K_2O [۳۳] استفاده شد که بر اساس آن، نمونه‌های منطقه بیژائم در گستره غیر دگرسان قرار دارند (شکل ۹ الف). سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در پایه نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس [۳۴]، در گستره آندزیت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب). در این نمودار، نمونه‌ها در قلمرو ساب‌آلکالن واقع شده‌اند. نمونه‌های نیمه‌قلیایی، بر پایه نمودار AFM [۳۵] در سری آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۹ پ). همچنین براساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۶] نیز نمونه‌های نیمه قلیایی، در گستره آندزیت تا داسیت قرار دارند و از نوع پتاسیم متوسط تا بالا تعیین شدند (شکل ۹ ت). از شاخص‌های مفیدی که برای شناسایی خاستگاه پوسته‌ای یا گوشته‌ای گدازه‌ها استفاده می‌شود، Mg# است، بطوری که آندزیت با Mg# بیش از ۴۵ در اثر ذوب‌بخشی گوشته دگرنهاده یا فرآیندهای آمیختگی و هضم در مناطق فرورانش بوجود می‌آید [۳۷]. مقدار Mg# در سنگ‌های بررسی شده از ۴۲٫۸۴ تا ۵۴٫۴۱ متغیر است که بیانگر نقش اجزای گوشته‌ای در تشکیل آن‌هاست.

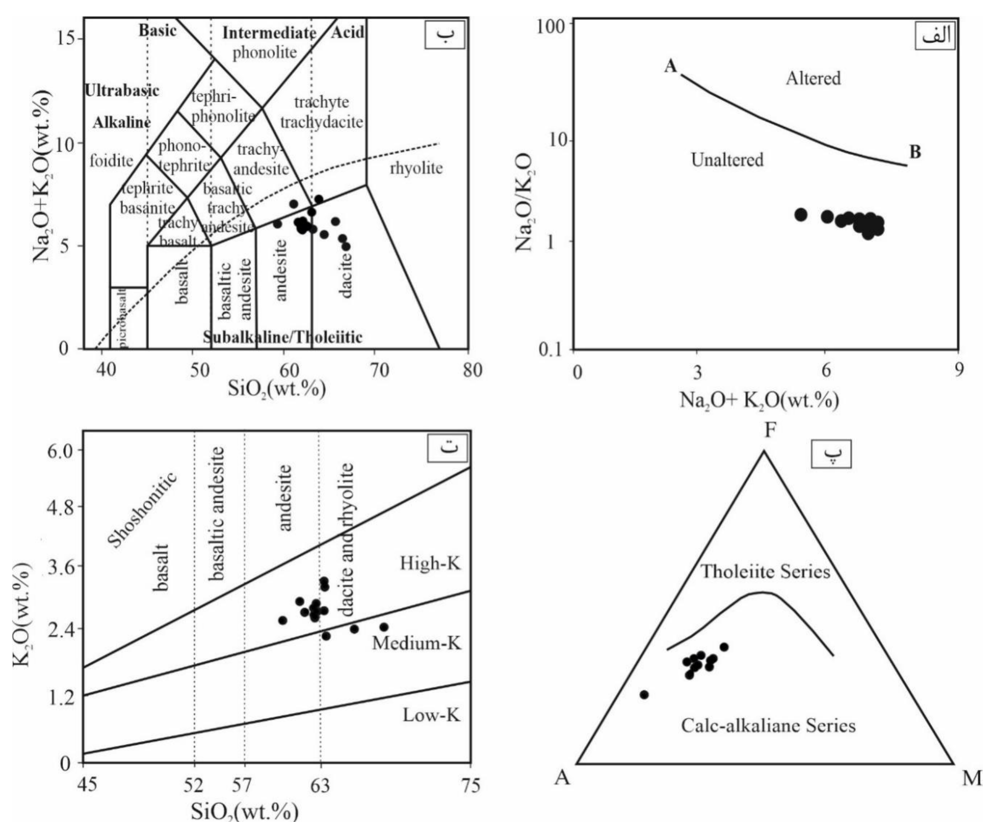
جدول ۴ نتایج تجزیه زمین شیمیایی عناصر اصلی (درصد وزنی) و کمیاب(ppm)سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم

شماره نمونه	H5	D7	C1	B1	F2	E7	N4
نوع سنگ	آندزیت	تراکی داسیت	تراکی داسیت	آندزیت	داسیت	آندزیت	آندزیت
طول جغرافیایی	۵۹°۴۲'۵۲"	۵۹°۴۳'۲۶"	۵۹°۴۳'۵۴"	۵۹°۴۲'۱۶"	۵۹°۴۷'"۰۷	۵۹°۴۵'۵۷"	۵۹°۴۶'۲۴"
عرض جغرافیایی	۳۲°۴۶'۳۳"	۳۲°۴۶'۵۳"	۳۲°۴۶'۱۴"	۳۲°۴۸'۳۹"	۳۲°۴۶'۲۵"	۳۲°۴۵'۵۴"	۳۲°۴۷'۰۶"
SiO_2	۵۹٫۸	۶۴٫۱	۶۴	۶۲٫۸۹	۶۴٫۱	۶۲٫۹۷	۶۲٫۸۵
TiO_2	۱٫۰۱	۰٫۸۲	۰٫۷۴	۰٫۷	۰٫۵۷	۰٫۶۳	۰٫۵۷
Al_2O_3	۱۶٫۲۱	۱۵٫۸۵	۱۵٫۵۷	۱۶٫۲۴	۱۵٫۵۸	۱۶٫۲۹	۱۶٫۱۰
Fe_2O_3T	۵٫۵۹	۴٫۷۱	۴٫۵۲	۴٫۶۳	۴٫۳۱	۴٫۵۱	۳٫۶۴
MnO	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۸
MgO	۲٫۹۱	۱٫۸۸	۱٫۷۱	۲٫۰۴	۲٫۳۸	۲٫۷۱	۱٫۸۳
CaO	۶٫۱۱	۴٫۲۱	۳٫۷۱	۴٫۶	۴٫۳۶	۴٫۵۵	۴٫۷۹
Na_2O	۳٫۳۹	۳٫۴۷	۳٫۷۰	۳٫۷۲	۳٫۵۸	۳٫۶۱	۳٫۲۵
K_2O	۲٫۷۰	۳٫۵۲	۳٫۶۰	۲٫۷۹	۲٫۳۲	۳٫۰۸	۲٫۹۲
P_2O_5	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۱۵	۰٫۲۲
LOI	۱٫۷	۲٫۸	۱٫۶	۲	۲٫۳۰	۱٫۲۰	۳٫۶۰
مجموع	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۷	۹۹٫۸۷	۹۹٫۸۷
Cr	۱۶	۱۴	۱۱	۱۱	۱۳	۱۴	۱۳
Ni	۲۰	۲۰	۲۰	۳۰	۳۲	۳۹	۳۰
Sc	۱۴	۱۰	۹	۱۰	۸	۱۰	۸
Ba	۵۲۰	۳۸۳	۳۹۵	۳۳۶	۵۰۳	۳۹۹	۵۱۳
Co	۱۴٫۴	۱۰٫۳	۸٫۵	۹٫۷	۱۱٫۵	۱۱٫۸	۷٫۹
Cs	۶٫۸	۱۰	۱۰	۸٫۴	۴٫۱	۹٫۶	۴٫۶
Ga	۱۵٫۶	۱۶٫۳	۱۷٫۲	۱۵٫۲	۱۳٫۹	۱۴٫۲	۱۴٫۱
Hf	۶	۸٫۵	۸٫۳	۵٫۲	۴٫۶	۵٫۳	۴٫۸
Nb	۱۲٫۶	۱۴٫۶	۱۳٫۸	۱۱٫۵	۱۰٫۱	۱۱٫۱	11۰٫۵
Rb	۱۱۱٫۵	۱۴۱	۱۳۷٫۹	۱۰۷٫۲	۱۳۳٫۲	۱۱۷٫۳	۱۶۵٫۸
Sn	۴	۴	۴	۳	۱	۳	۱
Sr	۴۰۵٫۵	۳۱۶٫۸	۲۸۵٫۱	۳۵۸٫۳	۳۶۵٫۶	۳۲۷٫۷	۳۱۸٫۴
Ta	۱	۱٫۱	۱٫۱	۱	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۸
Th	۱۳٫۲	۱۸٫۱	۱۹٫۵	۱۸٫۳	۱۲	۱۹	۱۲٫۵
U	۲٫۷	۳٫۶	۳٫۹	۳٫۳	۲٫۴	۳٫۸	۲٫۵
V	۹۵	۶۷	۶۶	۷۳	۶۹	۷۲	۷۳
W	۱٫۴	۱٫۸	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۱	۱٫۶	۰٫۸
Zr	۲۵۱٫۱	۳۴۷٫۴	۳۳۷٫۸	۲۱۱٫۹	۱۹۳٫۵	۲۰۴٫۴	۱۹۵٫۱
Y	۲۶٫۱	۲۹٫۵	۲۷٫۷	۲۱٫۴	۱۹٫۲	۲۰٫۱	۱۸٫۳
La	۳۱٫۳	۳۷٫۱	۳۵٫۷	۳۱٫۶	۲۹٫۶	۳۱٫۱	۳۰٫۷
Ce	۶۱٫۷	۷۲	۷۱٫۳	۵۸٫۶	۵۳	۵۸	۵۳٫۷
Pr	۶٫۹	۷٫۸۱	۷٫۷۶	۶٫۳۷	۵٫۵	۶٫۱	۵٫۵۵
Nd	۲۶٫۲	۲۸٫۹	۲۷٫۳	۲۲	۱۹٫۳	۲۱٫۵	۲۰
Sm	۴٫۹۵	۵٫۴۷	۴٫۸۹	۳٫۹۹	۳٫۴۶	۳٫۹۲	۳٫۶۳
Eu	۱٫۲۲	۱٫۱۶	۱٫۱	۱	۰٫۹۲	۰٫۸۸	۰٫۹۸
Gd	۵٫۱۲	۵٫۴۵	۵٫۱۷	۴٫۱۳	۳٫۴۴	۳٫۸۶	۳٫۵۷
Tb	۰٫۷۳	۰٫۷۹	۰٫۷۳	۰٫۵۹	۰٫۴۹	۰٫۵۶	۰٫۴۸
Dy	۴٫۶۶	۵٫۱۶	۴٫۹۷	۳٫۸۱	۳٫۲۵	۳٫۶۴	۲٫۹۹
Ho	۰٫۹۲	۱	۰٫۹۵	۰٫۶۷	۰٫۶۱	۰٫۷	۰٫۶۱
Er	۲٫۷	۲٫۹۲	۲٫۷۴	۲٫۰۲	۱٫۹۰	۲٫۰۷	۱٫۸۲
Tm	۰٫۳۸	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۳۱	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۲۶
Yb	۲٫۵۹	۲٫۹۱	۲٫۷۸	۲٫۰۱	۱٫۷۷	۲	۱٫۸۵
Lu	۰٫۴۰	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۲۹

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

ادامه جدول ۴

شماره نمونه	N1	B4	A2	E2	A1	C12	D12
نوع سنگ	داسیت	آندزیت	آندزیت	داسیت	آندزیت	داسیت	آندزیت
طول جغرافیایی	۱۸"۴۶°۵۹	۰۵"۴۳°۵۹	۳۱"۴۲°۵۹	۳۴'۴۲°۵۹	"۳۳'۴۲° ۵۹	"۵۹'۴۳° ۵۹	"۵۸'۴۲° ۵۹
عرض جغرافیایی	۲۰"۴۸°۳۲	۰۸"۴۸°۳۲	۴۹"۴۸°۳۲	۳۵"۴۷°۳۲	"۳۹'۴۸° ۳۲	"۵۷'۴۶° ۳۲	"۲۱'۴۷° ۳۲
SiO_2	۶۴٫۰۰	۶۲٫۷۰	۶۲٫۸۰	۶۷٫۰۰	۶۲٫۲۹	۶۶٫۹۸	۶۱٫۵۹
TiO_2	۰٫۶۲	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۴۱	۰٫۷۱	۰٫۵۱	۰٫۸۴
Al_2O_3	۱۵٫۴۸	۱۶٫۲۵	۱۶٫۲۷	۱۵٫۲۲	۱۶٫۰۹	۱۷٫۳۳	۱۶٫۶۳
Fe_2O_3T	۴٫۱۹	۴٫۶۴	۴٫۵۹	۳٫۲۲	۴٫۳۵	۲٫۵۱	۴٫۵۸
MnO	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۸
MgO	۲٫۵	۲٫۶۱	۲٫۵۱	۱٫۶۶	۲٫۶۲	۰٫۴۸	۲٫۲۴
CaO	۴٫۲۲	۴٫۶۱	۴٫۶۶	۴٫۰۵	۴٫۶۰	۴٫۰۴	۴٫۴۸
Na_2O	۳٫۵۰	۳٫۶۰	۳٫۵۱	۳٫۵۱	۳٫۶۹	۴٫۱۸	۴٫۱۸
K_2O	۲٫۹۱	۲٫۸۴	۳٫۰۰	۲٫۵۱	۲٫۹۱	۲٫۵۲	۳٫۱۶
P_2O_5	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۲۴
LOI	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۸	۲٫۰۰	۲٫۲۰	۱٫۳۰	۱٫۴
Sum	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۹	۹۹٫۷۵	۹۹٫۹۹	۹۹٫۴۶
Cr	۱۹	۱۳	۱۳	۱	۸۸	۹۱	۷۲
Ni	۳۸	۲۸	۳۲	۲۷	۳۹	۴۸	۳۶
Sc	۹	۱۰	۱۰	۷	۲۲	۲۳	۲۴
Ba	۴۳۲	۳۹۷	۳۹۵	۵۱۷	۵۱۲	۵۴۹	۴۰۴
Co	۱۱٫۷	۱۱٫۷	۱۱٫۶	۷٫۹	۱۱	۱۰	۱۲
Cs	۷٫۶	۸٫۹	۸٫۷	۵٫۳	۹٫۰	۴٫۱	۹٫۲
Ga	۱۴٫۷	۱۶٫۱	۱۶٫۵	۱۴	۱۷	۱۶	۱۹
Hf	۵٫۲	۵٫۵	۵٫۴	۴٫۵	۵٫۰	۴٫۱	۷٫۲
Nb	۱۰٫۶	۱۱٫۵	۱۰٫۷	۷٫۷	۱۲٫۱	۹٫۳	۱۵٫۲
Rb	۱۰۹٫۶	۱۲۲٫۲	۱۱۷٫۵	۱۰۶	۱۱۸	۹۰٫۹	۱۳۲
Sn	۳	۳	۳	۱			
Sr	۳۰۹	۳۴۵	۳۴۶٫۳	۳۰۲٫۷	۳۵۹	۳۷۱	۳۵۷
Ta	۱	۱	۱	۰٫۷	۰٫۹۵	۰٫۷۷	۱٫۱۴
Th	۱۷٫۵	۱۸٫۲	۱۷٫۹	۱۴٫۵	۱۶٫۵۶	۱۳٫۶۵	۱۵٫۷۵
U	۳٫۴	۳٫۷	۳٫۸	۳٫۱	۳٫۴۶	۲٫۱۰	۳٫۵۰
V	۶۵	۸۲	۷۹	۵۵	۷۸	۵۴	۷۵
W	۱٫۴	۱٫۵	۱٫۷	۱٫۳	۱٫۴۰	۰٫۹۶	۱٫۳۸
Zr	۲۰۹٫۷	۲۱۳٫۲	۲۱۷٫۲	۱۷۲٫۶	۲۱۵	۱۷۲	۳۱۹
Y	۲۱٫۱	۲۲٫۷	۲۲٫۲	۱۷٫۱	۲۴	۱۶	۳۰
La	۳۰٫۹	۳۳٫۵	۳۱٫۹	۲۷	۳۱٫۷	۲۸٫۴	۳۵٫۹
Ce	۵۶٫۵	۶۰	۶۱٫۵	۴۸٫۳	۵۹٫۳	۴۷٫۳	۶۹٫۸
Pr	۶٫۱۲	۶٫۳۶	۶٫۴۲	۴٫۸۱	۶٫۴	۵٫۱	۷٫۷
Nd	۲۱٫۸	۲۳	۲۳٫۱	۱۶٫۶	۲۲٫۷	۱۸٫۱	۲۷٫۷
Sm	۳٫۹۹	۳٫۹۷	۴٫۰۶	۳٫۱۴	۴٫۳	۳٫۳	۵٫۴
Eu	۰٫۹	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۷۹	۱٫۰۵	۰٫۹۱	۱٫۲۷
Gd	۳٫۹۵	۴٫۱۱	۴٫۱۲	۳٫۲۱	۴٫۰۷	۲٫۹۹	۵٫۱۰
Tb	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۴۴	۰٫۶۴	۰٫۴۶	۰٫۸۲
Dy	۳٫۶۷	۳٫۹۱	۳٫۸۵	۳٫۰۹	۳٫۹۵	۲٫۶۸	۴٫۹۷
Ho	۰٫۶۹	۰٫۷۶	۰٫۷۴	۰٫۵۳	۰٫۷۹	۰٫۵۲	۱٫۰۲
Er	۲٫۰۷	۲٫۳۲	۲٫۲۸	۱٫۶	۲٫۳۳	۱٫۴۹	۲٫۹۶
Tm	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۲۵	۰٫۳۶	۰٫۲۲	۰٫۴۵
Yb	۲٫۱۷	۲٫۲۸	۲٫۲۷	۱٫۶۵	۲٫۳۱	۱٫۴۰	۲٫۹۹
Lu	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۲۲	۰٫۴۴



شکل۹ الف) نمودارNa_2O/K_2Oنسبت به Na_2O+K_2O [۳۳] برای تأیید دگرسان نشدن نمونه‌ها؛ ب) نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس [۳۴] برای رده‌بندی سنگ‌ها و تفکیک سری قلیایی و نیمه قلیایی؛ پ) نمودار سه تایی FeO- MgO- (Na_2O+K_2O) [۳۵] برای تفکیک سری آهکی قلیایی از سری تولئیتی؛ ت) نمودارK_2Oنسبت به SiO_2 [۳۶] و محل نمونه‌های آتشفشانی بیژائم.

نمودارهای عناصرکمیاب بهنجارشده به گوشته اولیه [۳۸] و عناصر خاکی نادر بهنجارشده به کندریت[۳۹] برای نمونه-های بررسی شده به ترتیب در شکل‌های ۱۰ الف و ب نشان داده شده‌است. غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE)، ناهنجاری منفیNb، Ti، P وSr از ویژگی‌های بارز سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه بیژائم است. ناهنجاری منفی Ti، Nb وP به همراه غنی‌شدگی LILEها (به جز Ba) دراین سنگ‌ها از ویژگی‌های گدازه‌های آهکی قلیایی وابسته به فرورانش است [۴۰-۴۲]. ماگماهای کمان از عناصر سنگ دوست بزرگ یون متحرک در سیال، غنی بوده و دارای نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ بالاتر و $^{143}Nd/^{144}Nd$ پایین‌تر نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی هستند که بیانگر مشارکت متغیر گوشته تهی‌شده، پوسته اقیانوسی دگرسان شده و رسوب‌ها در فرآیندهای ماگمایی است [۴۳]. غنی‌شدگی از عنصر Th در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، می‌تواند نشانگر اضافه شدن رسوب‌های گودابه‌ای و یا پوسته اقیانوسی‌دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی [۴۴]، درجه‌های مختلف آلودگی پوسته‌ای یا تشکیل ماگما از یک خاستگاه گوشته‌ای دگرنهاده غیر یکنواخت [۴۵] باشد. ناهنجاری منفی Ba بیانگر جدایش فلدسپارها و یا نقش پوسته قاره‌ای بالایی در فرایندهای ماگمایی است [۴۶]. نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده به کندریت [۳۹] دارای الگوی یکنواخت در عناصر خاکی نادر (REE)، نسبت بالای عناصر خاکی نادر سبک به سنگین (LREE/HREE) و بی‌هنجاری منفی Eu است. یکنواختی روند الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در گدازه-های حدواسط و اسیدی، نشان دهنده خاستگاه یکسان آن-هاست [۴۷]. غنی‌شدگی از LREEها نسبت به HREEها در این سنگ‌ها، می‌تواند ناشی از باقی‌ماندن گارنت در خاستگاه [۴۸]، آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای [۴۹]، دگرنهادی سیال-های برآمده از آبزدایی پوسته اقیانوسی فرورانده [۵۰] و درجه-های کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای غنی‌شده (کمتر از ۱۵ درصد) [۵۱] باشد. ناهنجاری منفی ضعیف Eu که در این

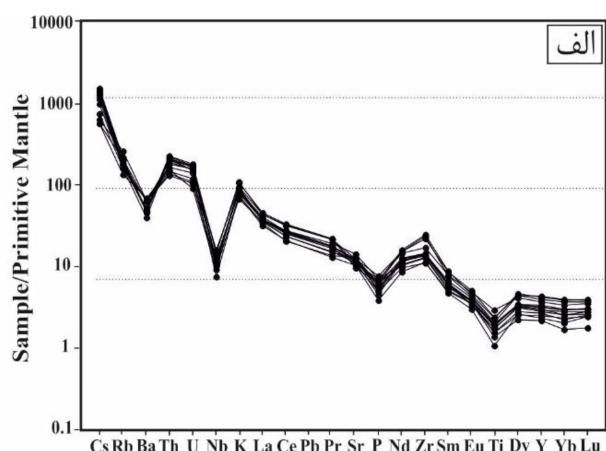
[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

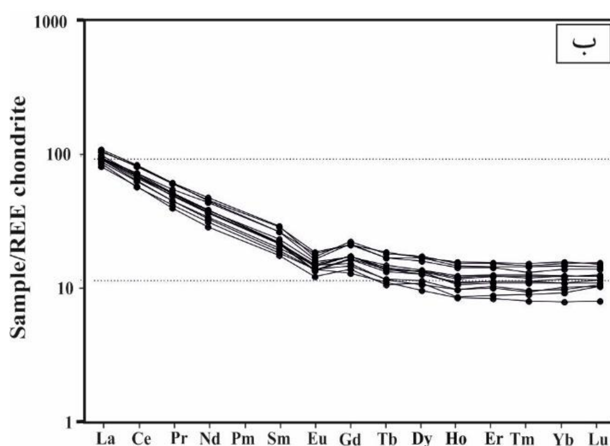
سنگ‌ها (Eu/Eu*=۰/۶۵-۰/۸۹) بیانگر جدایش پلاژیوکلاز و از ویژگی‌های گدازه‌های آهکی قلیایی وابسته به فرورانش است [۵۲، ۵۳].

بحث

جایگاه زمین ساختی و خاستگاه

سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی-داسیتی در جایگاه‌های زمین-ساختی متنوعی در نقاط مختلف جهان وجود دارند و از سازاهای مهم پوسته قاره‌ای هستند. این سنگ‌های آتشفشانی اطلاعات مهمی درباره رشد پوسته و انتقال جرم و گرما در سراسر ناپیوستگی موهو ارائه نموده و به عنوان ابزاری برای درک چگونگی تکامل زمین‌ساختی هر منطقه در یک زمان زمین شناسی معین استفاده می‌شوند [۵۴]. بررسی‌های انجام شده بر آندزیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به طور گسترده در جایگاه‌های مختلف گسترش یافته‌اند. با این حال، آندزیت‌ها به سه دلیل به ندرت به عنوان شاخصی برای شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی مختلف در نظر گرفته می-شوند که عبارتند از ۱) آندزیت‌هایی که در سایر محیط‌ها به جز مرزصفحه‌های همگرا وجود دارند، بیشتر مورد توجه قرار گرفته‌اند؛ ۲) آندزیت‌ها بر خلاف بازالت‌ها و گرانیت‌ها، سنگ-زایی پیچیده‌تر و خاستگاه ماگمای متنوع‌تری دارند؛ ۳) بیشتر بررسی‌های بر آندزیت‌های مربوط به فرورانش متمرکز بوده است [۵۵]. مناطق فرورانش به عنوان یکی از مهمترین نواحی فعالیت آتشفشانی روی زمین، جایگاه مهمی برای تبادل جرم و انرژی بین پوسته و گوشته هستند و در این محیط‌ها، فعالیت ماگمایی نه تنها در کمان‌ها بلکه در پشت کمان و در راستای گسل‌های انتقالی در کناره درازگودال‌ها نیز رخ می‌دهند [۱۴، ۵۶]. در محیط فرورانش، اجزای مختلفی چون سیال‌های آبکی فرورانده شده و مذاب‌های آب‌دار برآمده از پوسته اقیانوسی دگرسان شده، انتقال آب، سرپانتینیت‌های پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب‌بخشی دیاپیرهای مخلوط، در فرآیندهای ماگمایی نقش دارند [۵۷]. آندزیت‌های آهکی قلیایی یکی از مجموعه سنگ‌ها در بسیاری از محیط‌های زمین‌ساختی چون قوس جزیره و کمان قاره‌ای هستند و ترکیب زمین شیمی آن شبیه ترکیب میانگین پوسته قاره‌ای است. از این رو سنگ‌زایی آندزیت‌های آهکی قلیایی از موضوع‌های اساسی در سنگ-شناسی است. فرضیه‌های مختلفی برای چگونگی تشکیل آندزیت آهکی قلیایی پیشنهاد شده است که برخی از آن‌ها عبارتند از ۱) جدایش بلورین از ماگمای بازالتی اولیه شکل گرفته از گوشته، ۲) تولید ماگما در گوشته بالایی در شرایط ویژه از قبیل ذوب‌بخشی پریدوتیت گوشته در شرایط فشار پایین یا تمرکز بالای آب، ۳) واکنش سیال شکل گرفته از پوسته فرورونده (برای مثال، مذاب آداکیتی) با پریدوتیت گوشته، ۴) ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک در پوسته زیرین تا میانی و ۵) آمیختگی ماگما بین ماگماهای مافیک و فلسیک. در بین این فرآیندها، آمیختگی ماگمایی یکی از فرآیندهای اصلی برای تشکیل ماگماهای آندزیتی آهکی قلیایی است زیرا سنگ‌های آهکی قلیایی اغلب شواهد سنگ‌شناسی و زمین-شیمیایی از آمیختگی ماگمایی را نشان می‌دهند [۵۸].

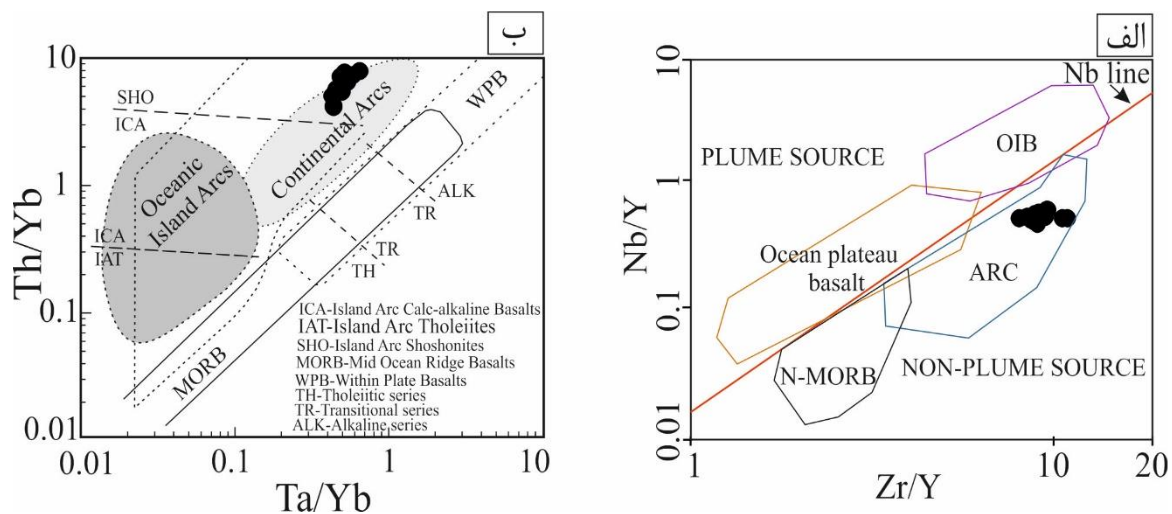




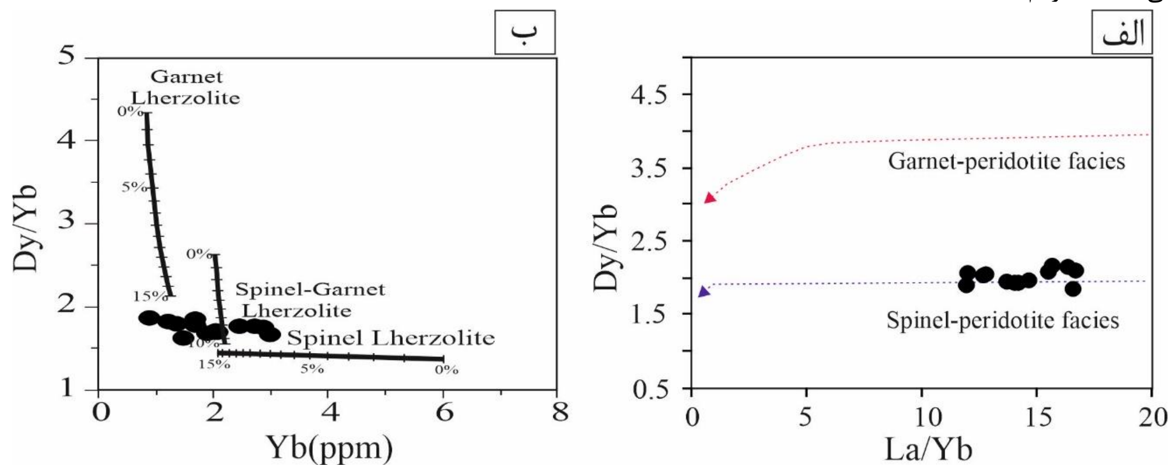
شکل ۱۰ الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه [۳۸] و ب) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۳۹] برای گدازه‌های حدواسط و اسیدی بیژائم.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

از آنجا که سنگ‌های آهکی قلیایی در کمان‌های قاره‌ای و قوس جزیره بالغ همراه پوسته به نسبت ضخیم یافت می‌شوند، جایگاه زمین‌ساختی و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای به عنوان مهمترین عوامل کنترل کننده تشکیل ماگماهای آهکی قلیایی مورد توجه هستند. پوسته قاره‌ای از نظر زمین شیمیایی، شبیه سنگ‌های آندزیتی وابسته به فرورانش است که نشان می‌دهد که تکامل پوسته قاره‌ای تا حد زیادی به فرآیند فرورانش وابسته است [۵۹، ۶۰]. مناطق فرورانش از جایگاه‌های مناسب برای تشکیل و جدایش پوسته قاره‌ای هستند، بطوری که پوسته قاره‌ای جدید طی فعالیت ماگمایی کمان تشکیل می-شود. ماگماهای کمان دارای ترکیب متنوع هستند که نشانگر پیچیدگی خاستگاه آن‌ها شامل رسوب‌های اقیانوسی، پوسته اقیانوسی دگرسان شده و گوه گوشته‌ای بالایی است. ماگماهای آندزیتی که بالای مناطق فرورانش در مرز صفحه‌های همگرا فوران می‌نمایند، نقش مهمی در تکامل پوسته قاره‌ای دارند. از این رو، خاستگاه این ماگماهای آندزیتی و فرآیندهایی که منجر به فوران آن‌ها می‌شود، از موضوع‌های مهم مورد بحث است [۶۰، ۶۱]. با این وجود، در دهه گذشته، آندزیت‌هایی گزارش شده‌اند که در جایگاه‌های زمین‌ساختی غیر از محیط‌های همگرا تشکیل شده‌اند [۶۲]. از آنجا که نسبت‌های عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در اثر دگرسانی تغییر نمی‌کنند، برای پی-بردن به جایگاه زمین‌ساختی و شناسایی ویژگی‌های خاستگاه مناسب هستند [۴۵]. برای تشخیص محیط زمین‌ساختی تشکیل گدازه‌های کوهزایی بر پایه داده‌های زمین شیمیایی، نمودارهای تفکیک مختلف پیشنهاد شده است [۶۲]. در نمودار Zr/Y نسبت به Nb/Y [۶۳]، سنگ‌های بررسی شده، در گستره کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف). ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ای دارای نسبت بالای LILE/HFSE و LREE/HREE هستند [۶۴]. از نمودار Th/Yb نسبت بهTa/Yb [۶۵، ۶۶] برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم استفاده شد که بر این اساس، گدازه‌های بررسی شده به حاشیه قاره‌ای فعال وابسته هستند (شکل۱۱ ب). دگرنهادی در ارتباط با فرورانش باعث غنی‌شدگی گوه گوشته‌ای از LILEها و LREEها و صعود ماگما در پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده سبب رخداد آلودگی و در نتیجه افزایش K و Th می‌شود [۶۷]. نسبت بالای Th/Yb می‌تواند از ویژگی‌های خاستگاه دگرنهاده شده طی فرورانش و یا در ارتباط با آلایش پوسته یا هر دو فرآیند باشد [۶۳]. تغییرات نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb بیانگر تغییرات در خاستگاه هستند و ماگمای مادر آن‌ها بر اثر ذوب بخشی گوه گوشته‌ای وابسته به فرورانش به علت اضافه شدن اجزای دگرنهاده آزاد شده از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به وجود می‌آید [۶۸، ۶۹]. پژوهش‌های مختلف پیشنهاد نموده‌اند که HREEها به ویژه Yb با گارنت سازگار است و ضریب جدایش گارنت/ مذاب بالا دارد، در صورتی‌که La از (LREEها)، Sm و Gd از (MREEها) ناسازگار هستند و ضریب جدایش گارنت/ مذاب پایین دارند [۷۰]. افزون بر این، وقتی‌که ذوب در گستره پایداری گارنت رخ می‌دهد، La/Yb، Sm/Yb، Dy/Yb و Gd/Yb به شدت جدایش‌یافته هستند، در صورتی که طی ذوب در گستره اسپینل پریدوتیت، La/Yb جدایش ضعیف یافته و Sm/Yb جدایش نیافته است [۷۱]. نسبت بالای Dy/Yb (بیشتر از ۲/۵) به ذوب‌بخشی در گستره پایداری گارنت نسبت داده می‌شود، در حالی که Dy/Yb کمتر از ۱/۵ بیانگر ذوب در گستره پایداری اسپینل است [۷۲، ۷۳]. براساس نسبت Dy/Yb برای سنگ‌های آندزیتی منطقه بیژائم (۱/۹۱-۱/۶۲)، خاستگاه گوشته‌ای آن‌ها در گستره بین اسپینل پریدوتیت و گارنت پریدوتیت قرار دارد (شکل ۱۲ الف). مذاب اسپینل-گارنت لرزولیت در مقایسه با مذاب گارنت لرزولیت دارای Yb کمی بالا (حدودppm ۲) و نسبت Dy/Yb کمتر (۱/۵ تا ۲/۵) است [۷۴]. در نمودار Dy/Yb نسبت به Yb [۷۴] که در آن منحنی‌های ذوب اسپینل لرزولیت، گارنت لرزولیت و اسپینل-گارنت لرزولیت نشان داده شده است، نمونه‌های منطقه بیژائم در گستره اسپینل-گارنت لرزولیت هستند و درجه ذوب بخشی حدود ۷ تا ۱۰ درصد است (شکل ۱۲ ب). Th، Nb و Ta شاخص‌های زمین شیمیایی مناسبی برای درک ماهیت اجزای پوسته‌ای (هضم و آلودگی) طی صعود ماگما در مناطق فرورانش هستند [۴۵]. نسبت Nb/Th در سنگ‌های آتشفشانی بیژائم ۰/۹۷-۰/۵۳ بوده که کمتر از مقدار این نسبت در گوشته اولیه (۸) است. افزون بر این، نسبت La/Nb(۲/۳-۳۶/۵۱) نیز بیانگر آلودگی پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها طی صعود است [۷۵]. نسبت‌های بالای Zr/Nb (۱۸/۲۴-۴۱/۴۸) و Th/Nb (۱/۱-۰۴/۸۸) می‌تواند رخداد آلودگی پوسته‌ای در ماگمای سازنده این سنگ‌ها را توجیه نماید [۷۳]. افزون بر این، نسبت‌های Th/Ta (۱۱/-۲۱ ۱۳/۲۰)، Nb/Ta (۱۱/۴۳-۱۴) و Ta/La (۰/۰-۰۲/۰۳) نیز احتمال درجه‌های مختلف آلودگی-هضم پوسته‌ای ماگما طی صعود به سطح زمین را تأیید می‌نماید [۷۳].



شکل۱۱ الف) نمودار Nb/Y نسبت به Zr/Y [۶۳] و ب) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۶۵، ۶۶] برای تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم.



شکل۱۲ الف) نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb [۷۲]؛ ب) نمودار Dy/Yb نسبت به Yb [۷۴] برای گدازه‌های آندزیتی بیژائم که نشان دهنده ذوب در گستره اسپینل- گارنت لرزولیت هستند.

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی دارای طیف ترکیبی حدواسط تا اسیدی شامل آندزیت، تراکی‌داسیت و داسیت هستند. نهشته‌های آذرآواری وابسته به گدازه‌ها شامل توف‌های اسیدی و حدواسط، برش و آگلومرا هستند. توف‌ها گسترش زیادی دارند و بر اثر دگرسانی به کانی‌های رسی از جمله بنتونیت تبدیل شده‌اند. بافت‌های رایج در سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده پورفیری، گلومروپورفیری و پوئیکلیتیک هستند. شواهد عدم تعادل چون منطقه‌بندی، بافت غربالی و حاشیه واجذبی در برخی درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی کانی پلاژیوکلاز در آندزیت‌ها بیانگر ترکیب لابرادوریت برای این کانی است. پیروکسن‌ها شامل کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن، از مهم‌ترین کانی‌های سازنده آندزیت هستند و در رده پیروکسن‌های کلسیم- منیزیم- آهن-دار قرار دارند. بر پایه نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI}، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار پایین (کمتر از ۵ کیلوبار) و مقدار آب ماگمایی بین ۲ تا ۵ درصد جای دارند. سنگ‌های بررسی شده از نظر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا هستند. مقدار Mg# در این سنگ‌ها، بین ۴۲٫۸۴ تا ۵۴٫۴۱ متغیر بوده که بیانگر نقش اجزای گوشته‌ای در تشکیل آن‌هاست. نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده به کندریت دارای الگوی یکنواخت در REEها،

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

نسبت بالای LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی Eu است. غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها در این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از باقی‌ماندن گارنت در خاستگاه، آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای و یا دگرنهادی سیال‌های برآمده از آبزدایی پوسته اقیانوسی فرورانده باشد. ناهنجاری منفی ضعیف Eu (Eu/Eu^*=۰٫۶۵-۰٫۸۹) که در این سنگ‌ها دیده می‌شود، بیانگر جدایش پلاژیوکلاز و از ویژگی‌های گدازه‌های آهکی قلیایی وابسته به فرورانش است. یکنواختی روند الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در گدازه‌های حدواسط و اسیدی نشان دهنده خاستگاه یکسان آن‌هاست. با توجه به ویژگی‌های زمین شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیژائم مربوط به مناطق فرورانش و محیط حاشیه فعال قاره‌ای هستند.

قدردانی

نویسندگان مقاله از همکاری آقای دکتر مجتبی رستمی حصوری برای همکاری در انجام تجزیه‌های ریزکاو الکترونی، سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Nazari H., Salamati R., *"Geological map of Sarbisheh, sheet 7955 (Sarbisheh), scale 1:100,000"*, Geological Survey of Iran (1999) Tehran.

[2] Tirrul R., Bell L.R., Griffist R.J., Camp V.E., *"The Sistan suture zone of eastern Iran"*, G. S.A.Bulletin 84(1983)134-140. 10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2.

[3] Jung D., Keller, j., Khorasani, R., Marcks, C., Baumann, A., Horn P., *"petrology of the Tertiary magmatic activity in the northern Lut area, est of Iran"*, Geological survey of Iran, Tehran, Geodynamic project (Geotraverse) in Iran51:285-336.

[4] Camp V. E., Griffis R. J., *"Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran"*, Lithos 15(1982) 221-239. 10.1016/0024-4937(82)90014-7.

[5] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer L., Saadat S., Malekzadeh A., *"A review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesise of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block, Eastern Iran"*, Journal of Geopersia 19(2011) 36.10.22059/JGEOPE.2011.22162.

[6] Pang K. W., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chu C. H., Lee H. Y., Lo, C. H., *"Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications"*, Lithos 87-88(2013) 231-245. 10.1016/j.lithos.2013.05.009.

[7] Arab Dohesaran M., *"Petrology of volcanic rocks in Bijaem area (nourthwest of Sarbishe), Southern Khorasan with respect to their economic importance"*. M.Sc. thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, (2017)113p.

[8] Baharvandi A., Mohammadi S.S., Nakhaei M., *" Petrography, geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in the Boshgaz area (northwest of Sarbisheh, Southern Khorasan) "*, Scientific Quarterly Journal, Geosciences 27(106)(2018) 117-128. 10.22071/gsj.2018.58324.

[9] Kouchi M., Mohammadi S.S., Nakhaei M., *"Geochemistry, tectonic environment and origin of Oligo-Miocene lavas in Zoolesk area, northeast of Sarbisheh (Southern Khorasan) "*, Scientific Quarterly Journal, Geosciences28(110)(2019) 255-266. 10.22071/gsj.2018.94302.1214.

[10] Mohammadi S.S., Chung S.L., Nakhaei M., Zarrinkoub M.H., *"Thermobarometry and origin of andesitic lavas in Zoolesk area based on mineral chemistry (northeast of Sarbisheh, east Iran)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 29(2) (2021) 479-494.

[11] Gevorgyan H., Repstock A., Schulz B., Meliksetian K., Breitkreuz C., Israyelyan A., *"Decoding a post-collisional multistage magma system: the quaternary ignimbrites of aragats stratovolcano, western Armenia – sciencedirect"*, Lithos 318-319(2018) 267–282. 10.1016/j.lithos.2018.07.024.

[12] Kamacı O., Altunkaynak Ş., *"Magma chamber processes and dynamics beneath northwestern Anatolia: Insights from mineral chemistry and crystal size distributions (CSDs) of the Kepsut volcanic complex (NW Turkey)"*, Journal of Asian Earth Sciences 181 (2019) 103889. 10.1016/j.jseaes.2019.103889.

[13] Laurent O., Bj¨ornsen J., Wotzlaw J., Bretscher S., Silva M.P., Moyen J., Ulmer P., Bachmann O., *"Earth's earliest granitoids are crystal-rich magma reservoirs tapped by silicic eruptions"*, Nature Geoscience13(2020)163–169. 10.1038/s41561-019-0520-6.

[14] Guo K., Wang X., Chen Sh., Shang L., Liu B., Zhang X., Lai Zh., *"The delamination of lower*

[23] Nisbet E. G., Pearce J. A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings"*, *Contributions to mineralogy and petrology* 63.2 (1977) 149-160.

[24] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator"*, Chemical Geology 77(3-4) (1989) 165-182. 10.1016/0009-2541(89)90073-9.

[25] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations"*, GFF 119(1) (1997) 55-60. 10.1080/11035899709546454

[26] Nimis P., Ulmer P., *"Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 133(1) (1998) 122-135.

[27] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker D., "*Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar*", Contributions to Mineralogy and Petrology 123(1996) 92-108.

[28] Morimoto N., *"Die nomenklatur von Pyroxenen"*, *Mineralogy and Petrology* 39 (1988) 55-76.

[29] Sayari M., Sharifi M., *"SCG: A computer application for single clinopyroxene geothermobarometry"*, Italian Journal of Geosciences 133(2)(2014) 315-322. 10.3301/IJG.2014.01.

[30] Nimis P., Taylor W.R., *"Single clinopyroxen thermobarometry for garnet peridotites. Part1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology139(2000) 541-554.

[31] Aoki K., Ikuko Sh., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan"*, Lithos 6 (1973) 41-51. 10.1016/0024-4937(73)90078-9.

[32] Helz R.T., "*Phase relations of basalts in their melting ranges at pH2O=5 kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases*", Journal of Petrology14(2)(1973) 249-302.

[33]Takanashi K., Shuto K., Sato M., *"Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanicrocks in Southwest Hokkaido, crust in continental back-arc basin: Evidence from Sr isotope and elemental compositions of plagioclase and clinopyroxene in andesites from Kueishantao, north of Taiwan, China"*, LITHOS 416-417 (2022) 106653. 10.1016/j.lithos.2022.106653.

[15] Shane P., Costa F., Cronin S., Stirling C., Reid M., *"Priming and eruption of andesite magmas at Taranaki volcano recorded in plagioclase phenocrysts"*, Bulletin of Volcanology 85(2023) 47. 10.1007/s00445-023-01661-0.

[16] Nchouwet Z., Ntieche B., Fouateu R.Y., Ntoumbe M., Mounjouohou M.A., Atsalang C.G.S., Olomo M.N.A., Amidou M., *"Petrogenesis and tectonic setting of the mafc rocks from the Mfengou-Manki area, Central Cameroon Shear Zone: constraints from petrology and bulk-rock geochemistry"*, Discover Applied Sciences 6.3 (2024) 100. 10.1007/s42452-024-05635-5.

[17] Putirka K.D., *"Thermometers and barometers for volcanic systems"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry69(2008) 61-120.

[18] Neave D.A., Putirka K.D., *"A new clinopyroxene-liquid barometer,and implications for magma storage pressures under Icelandic riftzones"*, American Mineralogist 102.4 (2017) 777-794.10.2138/am-2017-5968.

[19] Cheng Z., Guo Z., Dingwell D.B., Li X., Zhang M., Liu J., Zhao W., Lei M., *"Geochemistry and petrogenesis of the post-collisional high-K calc-alkaline magmatic rocks in Tengchong, SE Tibet"*, Journal of Asian Earth Sciences193(2020):104309.

10.1016/j.jseaes.2020.104309.

[20] Namnabat E., Ghorbani M., Nakashima K., Tabatabaei S.H., Tavakoli N., *"Mineral chemistry and Petrology of the Andarian volcanic rocks:insight to the Ahar-Arasbaran magmatic zone, Northwestern Iran"*, Arabian Journal of Geosciences 14.18 (2021) 1922.

[21] Whitney Donna L., Bernard W. Evans., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"* ,American mineralogist 95.1 (2010) 185-187.

[22] Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longman Scientific and Technical, (1991) 528 P.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.773]

Planetary Science Letters, 479(2017) 298–309. 10.1016/j.epsl.2017.09.018.

[44] Vural A., "*An evaluation of elemental enrichment in rocks: In the case of Kısacık and its neighborhood (Ayvacık, Çanakkale/Türkiye)*", Journal of Geography and Cartography 6(1) (2023)1850. 10.24294/jgc.v6i1.1850.

[45] Pearce J.A., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust"*, Lithos 100(1-4) (2008) 14–48. 10.1016/j.lithos.2007.06.016.

[46] Arslan M., Aslan Z., *"Mineralogy, Petrography and whole- rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey"*, Journal of Asian Earth Sciences 27(2) (2006)177-193.10.1016/j.jseaes.2005.03.002.

[47] Kharbish S., *"Geochemistry and magmatic setting of wadi El- Markh Island are gabbro-diorite centeral- eastern Desert, Egype"*, Chemie der Erode 70(3) (2010)257-266. 10.1016/j.chemer.2009.12.007.

[48] MacDonald R., Hawakesworth C.J., Heath J., *"The lesser Antilles volcanic Chine: a study in arc magmatism"*, Earth Science Review 49(1-4) (2000) 1-76.10.1016/S0012-8252(99)00069-0.

[49] Sirvastava R.K., Singh R.K., *"Trace element geochemistry and genesis of Percambrian sub-alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism"*, Journal of Asian Earth Sciences 23(3) (2004) 373-389.10.1016/S1367-9120(03)00150-0.

[50] Winter J.D., *"An introduction to Igneous and metamorphic petrology"*, Prentice Hall, New Jersey(2001)796pp.

[51] Hirschman M., *"Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaardintrusion, East Greenland"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 52(1) (1998) 185-207. 10.1016/0377-0273(92)90140-9.

[52] Zhao X., Tian L., Sun J., Huang P., Li Y., Gao Y., *"Petrogenesis of volcanic rocks from Eastern Manus Basin: indications in mineralogy and geochemistry. Journal of Oceanology and Limnology"*, 39(1)(2021) 89-109. https://doi.org/10.1007/s00343-020-9308-1.

[53] Cai P.R., Wang T., Wang Z.Q., Li L.M., Jia J.L., Wang M.Q., *"Geochronology and geochemistry of late Paleozoic volcanic rocks from eastern Inner Mongolia, NE China: Implications northern NE Japan arc: Constraints from Sr and Ndisotopes and majorand trace-element chemistry"*, Lithos 125(1-2) (2011) 368–392.10.1016/j.lithos.2011.02.020.

[34] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram"*, Journal of Petrology 27(3) (1986) 745-750.

[35] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.

[36] Le Maitre R.W., *"Igneous rocks: a classification and glossary of terms"*, Cambridge University Press, New York (1989) 236 pp.

[37] Christoph B., Karsten M.H, Philipp A.B., Stefan H.K., *"Primitive andesites from the Taupo Volcanic Zone formed by magma mixing"*, Contributions to Mineralogy and Petrology172(2017) 33. [10.1007/s00410-017-1354-0].

[38] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process"*, In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the ocean basins, Geological Society, London (1989) pp. 313–345.

[39] Boynton W.V., *"Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies"*, In: P. Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam (1984) pp. 63–114.

[40] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti, G., Vannuci R., *"The Finerophlogopite-peridiorite massif an example of subduction-related metasomatism"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 134(1999) 107-122.

[41] Yang W., Li S., *"Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton"*, Lithos 102(1-3) (2008) 88–117.10.1016/j.lithos.2007.09.018.

[42] Kuscu G.G., Geneli F., *"Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex"*, International Journal of Earth Sciences 99(3) (2010) 593-621.

[43] Ribeiro J.M., Lee C.A., *"An imbalance in the deep water cycle at subduction zones: the potential importance of the fore-arc mantle"*, Earth and

[61] Rocchi S., Di Vincenzo G., Dini A., Petrelli M., Vezzoni S., *"Time-spacefocused intrusion of genetically unrelated arc magmas in the early Paleozoic ross-delamerian orogen (morozumi range, antarctica)"*, Lithos 232 (2015) 84–99. 10.1016/j.lithos.2015.06.006.
[62] Verma S. P., Verma S. K., *"First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against post emplacement compositional changes and petrogenetic processes"*, Turkish Journal of Earth Sciences, 22(6) (2013) 931–995. 10.3906/yer-1204-6.
[63] Condie K.C., *"TTG and adakites: are they both slab melts?"*, Lithos 80(1-4) (2005) 33–44. 10.1016/j.lithos.2003.11.001.
[64] Castillo P. R., *"An overview of adakite petrogenesis"*, Chinese Science Bulletin 51(2006) 257-268.
[65] Siddiqui R. H., Asif Khan M., Qasim-Jan, M., *"Geochemistry and petrogenesis of the Miocene alkaline and sub-alkaline volcanic rocks from the Chagai arc, Baluchistan, Pakistan: Implications for porphyry Cu-Mo-Au deposits"*, Journal of Himalayan Earth Sciences 40(2007) 1–23.
[66] Helvac1 C., Ersory E.Y., Sozbilir H., Erkul F., Sumer O, Uzel B., "Geochimistry and Ar40/Ar39 Geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Penninsula: Implication for amphibole- bearing lithospheric mantle source, Western Anatotolia", Journal of Volcanology and Geothermal Reserch185(2009)181-202.
[67] Esperanca S., Crisci G. M., de Rosa R., Mazzuoli R., *"The role of the crust in the magmatic evolution of the island* Lipari (Aeolian Islands, Italy)", Contributions to Mineralogy and Petrology112(1992) 450-462.
[68] Harangi S., Downes H., Thirlwall M., Gmeling K., "Geochemistry, petrogenesis and geodynamic relationships of Miocene calcalkaline volcanic rocks in the Western Carpathian arc, eastern Central Europe", Journal of Petrology 48(2007)2261-2287. 10.1093/petrology/egm059.
[69] Hoang N., Itoh J., Miyagi I., *"Subduction components in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 200(2011) 255-266. 10.1016/j.jvolgeores.2011.01.002.
[70] Kelemen P., *"Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic liquid I. Phase for igneous petrogenesis, tectonic setting, and geodynamic evolution of the south-eastern Central Asian Orogenic Belt"*, Lithos 362–363(2020)105480. 10.1016/j.lithos.2020.105480.
[54] Sun S., Song Z., Han Z., Ren X., Wei P., *"Petrogenesis of Early Cretaceous volcanic rocks in the southeastern margin of the Songliao Basin, NE China: implications for the geodynamic evolution of Paleo-Pacifc Ocean"*, International Journal of Earth Sciences 113(2024) 687–712. 10.1007/s00531-024-02400-2.
[55] Liu X., Zhang Q., Zhang Ch., *"Identification of the Original Tectonic Setting for Oceanic Andesite Using Discrimination Diagrams: An Approach Based on Global Geochemical Data Synthesis"*, Journal of Earth Science33(3) (2022) 696-705. 10.1007/s12583-021-1507-y.
[56] Magni V., *"The effects of back-arc spreading on arc magmatism"*, Earth and Planetary Science Letters 519(2019) 141–151. 10.1016/j.epsl.2019.05.009.
[57] Chen Z., Chen J., Zeng Z., Soh Tamehe L., Zhang T., Zhang Y., Yin X., Wang X., Chen S., Shuai W., *"Zinc isotopes of the mariana and Ryukyu Arc-related lavas reveal recycling of forearc serpentinites into the subarc mantle"*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth 126.11 (2021): e2021JB022261.[10.1029/2021JB022261].
[58] Taniuchi H., Kuritani Y., Nakagawa M., *"Generation of calc-alkaline andesite magma through crustal melting induced by emplacement ofmantle-derived water-rich primarymagma: Evidence from Rishiri Volcano, southern Kuril Arc"*, Lithos 354–355 (2020) 105362.10.1016/j.lithos.2019.105362.
[59] Zheng Y.F., Zhao Z.F., *"Introduction to the structures and processes ofsubduction zones"*, Journal of Asian Earth Sciences 145(2017) 1–15. 10.1016/j.jseaes.2017.06.034.
Aoki K., Shiba I., "*Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan*", Lithos 6(1)(1973) 41-51.
[60] Hu W.L., Wang Q., Yang J.H., Hao L.L., Wang J., Qi Y., Zong-Yong Yang Z.Y., Sun P., *"Growth of the continental crust induced by slab rollback in subductionzones: Evidence from Middle Jurassic arc andesites in central Tibet"*, Gondwana Research 117 (2023)8–22. 10.1016/j.gr.2023.01.001.

investigations of Simlipal volcanics from Eoarchean Singhbhum Craton (EasternIndia): geodynamic implications of pervasive plume–lithosphere interaction", International Journal of Earth Sciences 111(2022)1149–1184. [10.1007/s00531-022-02170-9].

[74] An A.R., Choi S.C., Yu Y., Le D.C., "petrogenesis of Late Cenozoic basaltic rocks from southern Vietnam", Lithos272–273(2017)192-204. 10.1016/j.lithos.2016.12.008.

[75] Song X.Y., Zhou M.F., Hou Z.Q., Cao Z.M., Wang Y.L., Li Y., "Geochemical constraints on the Mantle source of the Upper Permian Emeishan Continental Flood Basalts, Southwestern China".International Geology Review 43(3) (2001) 213–225. 10.1080/00206810109465009.

relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite", Journal of Petrology 31(1) (1990) 51–98. 10.1093/petrology/31.1.51.

[71] Davidson J., Turner S., Plank T., *"Dy/Dy*: Variations arising from mantle sources and petrogenetic processes"*, Journal of Petrology 54(3) (2013) 525–537. 10.1093/petrology/egs076.

[72] Yang Q.Y., Santosh M., Shen J.F., Li S.R., *"Juvenile vs. recycled crustin NE China: Zircon U-Pb geochronology, Hf isotope and anintegrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiadong Peninsula"*, Gondwana Research, 25(4) (2014) 1445–1468. 10.1016/j.gr.2013.06.003.

[73] Dwivedi S.K., Jafri S.H., Srinivasa Sarma D., Tripathi P., Parthasarathy G., Pandey O.P., *"Mineral chemistry, geochemistry and geophysical*